

19. OCT. 1964
✓ 11

LEITFÄDEN FÜR DIE AUSBILDUNG
IM DEUTSCHEN WETTERDIENST

NR. 2

Grundlagen der Wettervorhersage Synoptische Methoden

Bearbeitet von Hans Mollwo

Offenbach am Main 1964

Ausbildungsmeteorologie

98469

LEITFÄDEN FÜR DIE AUSBILDUNG
IM DEUTSCHEN WETTERDIENST

NR. 2

17 9993

551.509.31 ✓

1/

Grundlagen der Wettervorhersage Synoptische Methoden

Bearbeitet von Hans Mollwo



Offenbach am Main 1964

Ls C DWD (Leitfäden)

1. Einleitung

Jede Aussage über künftige Vorgänge oder Erscheinungen in der Atmosphäre setzt die genaue Kenntnis des atmosphärischen Zustandes zum gegenwärtigen Zeitpunkt voraus. Wenn man sich das Ziel setzt, in die Probleme der Wettervorhersage einzudringen, muß man sich daher zunächst mit den Arbeiten vertraut machen, die zur Kenntnis der aktuellen Wetterlage führen.

Wie bei allen naturwissenschaftlichen Überlegungen ist auch in diesem Fall von den Beobachtungstatsachen auszugehen, d. h. von den Wetterbeobachtungen, deren hohe Bedeutung für den gesamten meteorologischen Dienst immer wieder hervorzuheben ist und an deren Zuverlässigkeit große Ansprüche gestellt werden müssen. Es ist bereits in (5) ausgeführt worden, wieviele Einzelheiten beobachtet bzw. gemessen werden müssen, um das Wetter an einem Ort zu charakterisieren, und wie sich die Fragestellung ändert, je nachdem es sich um die Wetterbeobachtung bei einer Landstation, auf einem Schiff oder bei einer aerologischen Station handelt. Wir brauchen uns hier damit nicht auseinanderzusetzen. Die folgenden Ausführungen sollen vielmehr zeigen, auf welche Weise man von diesen einzelnen Beobachtungen zur Kenntnis des allgemeinen großräumigen Zustandes der Atmosphäre kommt.

Im weiteren Verlauf sollen dann die Arbeitsgänge besprochen werden, mit deren Hilfe es möglich ist, die voraussichtlichen Änderungen in der Atmosphäre zu bestimmen und darzustellen. Dabei beschränken wir uns auf die Beschreibung der synoptischen Methoden, d. h. der Arbeitsverfahren und Erfahrungssätze, die sich aus der vergleichenden Betrachtung (Synopsis) der Beobachtungstatsachen entwickelt haben. Diese sind im Laufe der Jahre immer weiter verbessert und ausgebaut worden und bilden noch immer den Hauptbestandteil des praktischen Vorhersagedienstes.

2. Beobachtungszeiten

Die erste und vordringliche Arbeit auf dem Weg zur Wettervorhersage ist die Feststellung des aktuellen Wetterzustandes. Zu diesem Zweck werden mehrfach am Tage an etwa 8000 Stationen auf der ganzen Erde gleichzeitig Wetterbeobachtungen durchgeführt. In internationalen Vereinbarungen sind als Beobachtungszeiten die „Standardzeiten“ festgelegt. Es sind dies als synoptische Haupttermine: 00, 06, 12 und 18 Uhr GMT (Greenwich Mean Time = Mittlere Ortszeit von Greenwich = Weltzeit) und als synoptische Zwischentermine: 03, 09, 15 und 21 Uhr GMT*. Zusätzlich werden regional, beispielsweise zur Sicherung des Luftverkehrs, Wetterbeobachtungen in einstündigem oder halbstündigem Abstand gefordert. Aerologische Messungen werden zu den Terminen 00, 06, 12 und 18 Uhr GMT angestellt. Werden nicht zu sämtlichen vier Zeiten Messungen durchgeführt, so haben die Termine 00 und 12 Uhr GMT den Vorrang.

Die Beobachtungsergebnisse werden verschlüsselt und durch Funk oder andere Nachrichtsmittel weltweit verbreitet und ausgetauscht. Anschließend beginnt die Verarbeitung der an großen Sammelstellen zusammenlaufenden Meldungen zu Wetterkarten, indem jede eingehende Wettermeldung auf einer Landkarte am Ort der Beobachtungsstation eingetragen wird. Bevor wir uns dieser Arbeit zuwenden, wollen wir zunächst die benutzten Kartenunterdrucke etwas genauer betrachten.

3. Kartenunterdrucke

Eine Landkarte soll im Idealfall ein naturgetreues Abbild eines mehr oder weniger großen Teils der Erdoberfläche sein. Dieses Ziel läßt sich praktisch jedoch

nicht erreichen, zumal wenn es sich um die Abbildung ganzer Länder oder von Kontinenten und Ozeanen handelt, da eine in allen Einzelheiten exakte Abbildung der kugelförmigen Erdoberfläche in der Ebene eines Zeichenblattes nicht möglich ist. Auf Grund mathematischer Überlegungen sind jedoch verschiedene Abbildungsverfahren, sogenannte „Kartenprojektionen“, entwickelt worden. Je nachdem ob dabei Flächen, Strecken oder Winkel maßstabgerecht abgebildet werden, spricht man von Flächentreue, Streckentreue oder Winkeltreue. In einer Darstellung läßt sich jeweils nur eine Forderung exakt verwirklichen, während die beiden anderen nur in Annäherung erfüllt werden können. Wegen der Einzelheiten sei auf den Anhang „Kartenprojektionen“ verwiesen.

Kartenprojektion

Im Deutschen Wetterdienst (DWD) werden fast durchweg winkeltreue Karten, und zwar in stereographischer Projektion benutzt (Abb. 1 u. 2). Als Projek-

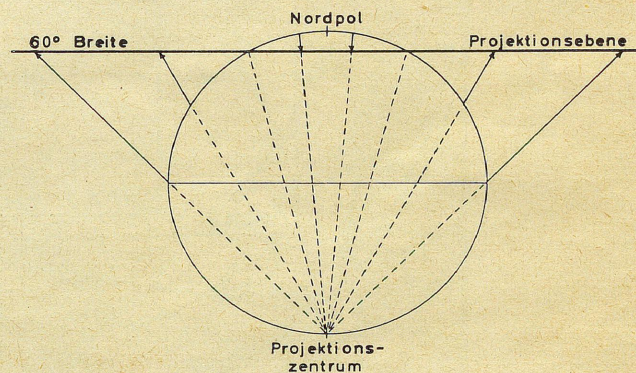


Abb. 1
Stereographische Projektion, in 60° Nord-Breite längentreu

*) Im Wetternachrichtendienst ist es üblich, die Abkürzung GMT durch den Buchstaben z zu ersetzen.

tionsebene ist die Ebene des 60. Breitengrades Nord und als Projektionszentrum der Südpol gewählt. Die

Inhalt		Seite
1.	Einleitung	3
2.	Beobachtungszeiten	3
3.	Kartenunterdrucke	3
4.	Wettermeldungen für Boden- und Höhenwetterkarten	6
5.	Eintragen der Wettermeldungen	7
6.	Analyse der Wetterkarten (Hauptkarten)	9
6.1.	Bodenwetterkarte	9
6.2.	Höhenwetterkarten	12
6.2.1.	Relative Topographie	13
6.2.2.	Graphische Addition und Subtraktion	15
6.2.3.	Absolute Topographie	18
6.2.4.	Isotachenanalyse	19
7.	Nebenkarten	23
7.1.	Karte der 3stündigen Luftdruckänderungen	23
7.2.	Karte der 24stündigen Luftdruckänderungen	24
7.3.	Advektionskarte	25
8.	Vorhersagekarten	26
8.1.	Vorhersage der Bodenwetterkarte	27
8.1.1.	Verlagerungskarte	27
8.1.2.	Beziehung zwischen den 3stündigen und 24stündigen Luftdruckänderungen	28
8.1.3.	Steuerungskarte	29
8.1.4.	Gradientwinddiagramm und Windweglineal	29
8.1.5.	Vorhersage der 24stündigen Luftdruckänderungen	30
8.1.6.	Bodenvorhersagekarte	32
8.2.	Vorhersage der absoluten Topographie der 500-mb-Fläche	33
8.2.1.	Verlagerungskarte	33
8.2.2.	Vorhersage der relativen Topographie 500/1000 mb	33
8.2.3.	Temperaturvorhersage	34
8.3.	Vorhersage der absoluten Topographie der 700-mb-Fläche	35
8.4.	Vorhersage der absoluten Topographie der 300-mb-Fläche	36
8.5.	Vorhersage der absoluten Topographie der 200-mb-Fläche	37
9.	Vorhersageprüfung	37
	Literatur	39
	Anhang: Die im synoptischen Dienst verwendeten Kartenprojektionen	40
A. 1.	Allgemeine Vorbemerkungen	40
A. 2.	Normale stereographische Azimutalprojektion	41
A. 2.1.	Radius des projizierten Breitenkreises	41
A. 2.2.	Verzerrungsfaktor	41
A. 2.3.	Winkeltreue	42
A. 2.4.	Kreistreue	42
A. 2.5.	Radius und Mittelpunkt des projizierten Kugelkreises	43
A. 2.6.	Konstruktion des Großkreises	45
A. 2.7.	Flächenverzerrung	45
A. 2.8.	Zahlenwerte	46
A. 3.	Winkeltreue Kegelprojektion (Lamberts konforme Kegelprojek- tion) mit zwei längentreuen Breitenkreisen	46
A. 3.1.	Allgemeine Abbildungsgleichungen	46
A. 3.2.	Radius des projizierten Breitenkreises	47
A. 3.3.	Verzerrungsverhältnisse	47
A. 3.4.	Zahlenwerte	48
A. 4.	Winkeltreue Zylinderprojektion (Mercatorprojektion) mit zwei längentreuen Breitenkreisen	48
A. 4.1.	Allgemeine Abbildungsgleichungen	48
A. 4.2.	Loxodrome	49
A. 4.3.	Zahlenwerte	49
	Literatur	49

Anschrift des Bearbeiters:

Dr. H. Mollwo, Offenbach a. M., Frankfurter Straße 135
Deutscher Wetterdienst, Zentralamt

Meridiane erscheinen hierbei als gerade Linien, die vom Nordpol aus strahlenförmig unter ihren wahren Winkeln nach allen Seiten auseinanderlaufen, und die Breitenkreise werden als konzentrische Kreise mit dem Pol als Mittelpunkt abgebildet. Die Winkeltreue ist im Hinblick auf die Darstellung von Bewegungsrichtungen im Koordinatennetz wesentlich. In 60° Nordbreite werden alle Strecken maßstabstreu wiedergegeben. In den anderen geographischen Breiten erscheinen dagegen die Entfernungen etwas verzerrt, nördlich von 60° Breite etwas kleiner als es dem Kartenmaßstab entspricht und südlich davon etwas größer. Daher sind beispielsweise auch die Abstände zwischen den in der Karte enthaltenen Breitenkreisen verschieden. Winkeltreue sowie die Möglichkeit, ein Gebiet von der Größe der halben Erdoberfläche einschließlich des Polargebietes in rundum zusammenhängender Form darzustellen, machen die stereographischen Karten für die Verwendung im Wetterdienst besonders geeignet. (Hinsichtlich der Kartenprojektionen, die allgemein im synoptischen Dienst verwendet werden sollen, hat die Weltorganisation für Meteorologie (WOM) in (12) grundsätzliche Empfehlungen gegeben.)

Kartenmaßstäbe

Eine andere, für jede Landkarte charakteristische Angabe ist der schon kurz erwähnte Kartenmaßstab. Man versteht darunter die Verhältniszahl aus der Entfernung zwischen zwei Punkten auf der Karte und der entsprechenden wirklichen Entfernung in der Natur.

Für die Wahl der im DWD gebräuchlichen Kartenmaßstäbe sind verschiedene Gesichtspunkte ausschlaggebend. Erstens ist es wesentlich, wie groß das Gebiet der Erdoberfläche ist, das abgebildet werden soll. Bei

einer großen Dienststelle mit zentralen Aufgaben, wie es die Analysenzentrale des DWD ist, sollten streng genommen die Wettervorgänge auf der ganzen Nordhalbkugel dauernd verfolgt werden. Es wären demnach Karten der ganzen Nordhemisphäre notwendig. Mancherlei Überlegungen sprechen jedoch für eine Beschränkung des Kartenausschnitts, und es ist einleuchtend, daß eine in Europa liegende Dienststelle am ehesten auf die Beachtung der Wettervorgänge im Pazifischen Raum, der gerade auf der entgegengesetzten Seite der Nordhalbkugel liegt, verzichten kann. Bei der Bearbeitung anderer Probleme kann man sich auf Karten vom Nordatlantik und Europa, von West- und Mitteleuropa oder auch auf Karten von Mitteleuropa allein beschränken. Zweitens muß dieses Gebiet in einer Größe dargestellt werden, die gewährleistet, daß bei jedem Beobachtungsort genügend Platz vorhanden ist, um die Wettermeldung eintragen zu können. Drittens sollten die Karten in ihren äußeren Abmessungen noch handlich bleiben und schließlich sind die Herstellungskosten zu berücksichtigen, die am ehesten niedrig gehalten werden können, wenn handelsübliche Papierformate verwendet werden. Diese vier Forderungen haben zur Wahl folgender Kartenmaßstäbe geführt (vgl. auch (5)):

a) Maßstab 1 : 20 000 000

Dieser Maßstab liegt der umfangreichsten Karte des DWD, der „Hemisphärenkarte“, zugrunde. In der Praxis des synoptischen Dienstes in Mitteleuropa ist die wettermäßige Überwachung der ganzen Nordhalbkugel nicht unbedingt notwendig. Im allgemeinen kann auf die Abbildung der äquatorialen Breiten südlich von 20° Nord und großer Teile des Pazifischen Ozeans verzichtet werden, und so wird es

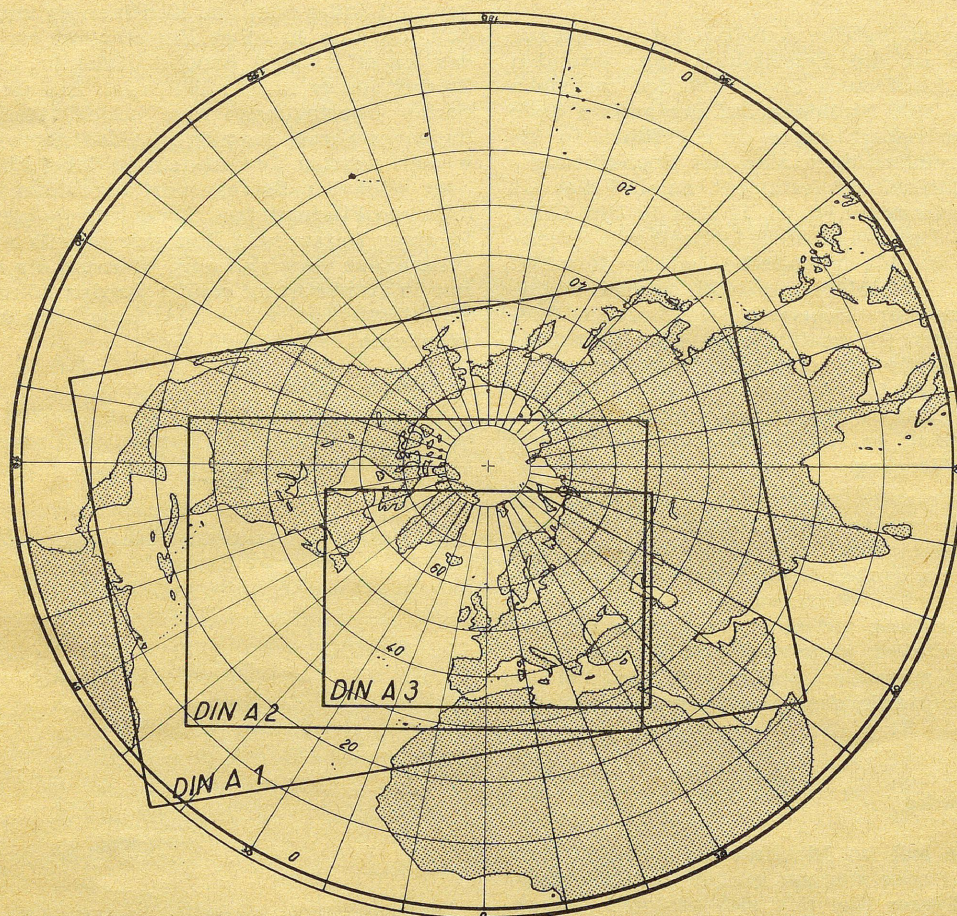


Abb. 2
Stereographische Abbildung der Nordhalbkugel (in 60° Nordbreite längentreu) und die gebräuchlichsten Kartenausschnitte

möglich, das ganze übrige Gebiet auf dem DIN A 1-Format unterzubringen. Für die vielfältigen Arbeiten im synoptischen Dienst werden aber nicht immer solche umfangreichen Karten benötigt. Es sind daher auch Unterdrucke im Gebrauch, die als Ausschnitte aus dieser 1:20 Mill.-Karte diejenigen Gebiete umfassen, deren Wettergeschehen jeweils besonders interessiert. Man kommt so zu einer Karte von Nordamerika - Nordatlantik - Europa im Format DIN A 2 oder zu einer Karte Nordatlantik - Europa im Format DIN A 3. Die jeweils dargestellten Teile der Erdoberfläche zeigt Abb. 2. Diese drei Karten werden im wesentlichen bei den graphischen Verfahren benutzt, die ein Hauptbestandteil der synoptischen Methoden sind und später noch besprochen werden.

- b) Maßstab 1 : 10 000 000
Die in diesem Maßstab auf dem Papierformat DIN A 1 entworfene Karte enthält dieselben Gebiete wie die DIN A 3-Karte im Maßstab 1:20 Mill., also Nordatlantik - Europa. Sie wurde früher bei den Wetterämtern vielfach benutzt. Heute sind noch Ausschnitte aus dieser Karte in den kleineren DIN-Formaten in Gebrauch.
- c) Maßstab 1 : 5 000 000
Karten in diesem Maßstab wie auch die im
- d) Maßstab 1 : 2 500 000
dienen der Darstellung der Wetterverhältnisse in West- und Mitteleuropa. Auch hier gibt es wieder Ausschnittkarten, sofern die Betrachtung von Teilgebieten ausreicht. Die verhältnismäßig große Abbildung gibt die Möglichkeit, geographisch nahe benachbarte Wetterbeobachtungen einzutragen und so ein recht genaues Bild des augenblicklichen Wetterzustandes zu zeichnen.

e) Maßstab 1 : 12 500 000

Hierbei handelt es sich um Spezialkarten für die Beratung des Luftverkehrs, die nicht in stereographischer, sondern in Lamberts konformer Kegelprojektion (ebenfalls winkeltreu) entworfen sind (vgl. Anhang „Kartenprojektionen“).*)

Blocknummern und Kennziffern

Am Anfang jeder Wettermeldung einer Landstation steht statt des Namens des Beobachtungsortes eine Zifferngruppe, die sich aus einer zweistelligen Blocknummer und einer dreistelligen Kennziffer zusammensetzt. Um die einzelnen Meldungen schnell am richtigen Platz auf der Karte eintragen zu können, enthalten auch die Wetterkartenunterdrucke keine Ortsnamen, sondern ebenfalls diese Blocknummern und Kennziffern. Die Blocknummern sind unter Beachtung politischer Grenzen den einzelnen Staaten zugeteilt (z. B. 01 = Norwegen, 07 = Frankreich). Zum Teil sind auch mehrere kleine Länder unter einer Blocknummer zusammengefaßt (z. B. 06 = Dänemark und Färöer, Niederlande, Belgien, Luxemburg und Schweiz) oder einem weiträumigen Land sind mehrere Blocknummern zugewiesen (z. B. UdSSR = 20—38). Innerhalb dieser einzelnen Blöcke hat jede Beobachtungsstation ihre dreistellige Kennziffer. Während bei der Zuteilung der Blocknummern kein festes Schema eingehalten wurde, sind die Kennziffern innerhalb eines jeden Landes so angeordnet, daß die Numerierung in der Hunderterziffer von Nord nach Süd und in der Zehnerziffer von West nach Ost fortschreitet. Die kleinsten Kennziffern sind also in der Nordwestecke, die größten im Südosten eines jeden

*) An Stelle dieses Kartenunterdruckes werden im Flugwetterdienst ab 1. Mai 1964 stereographische Karten im Maßstab 1:15 Mill. benutzt.

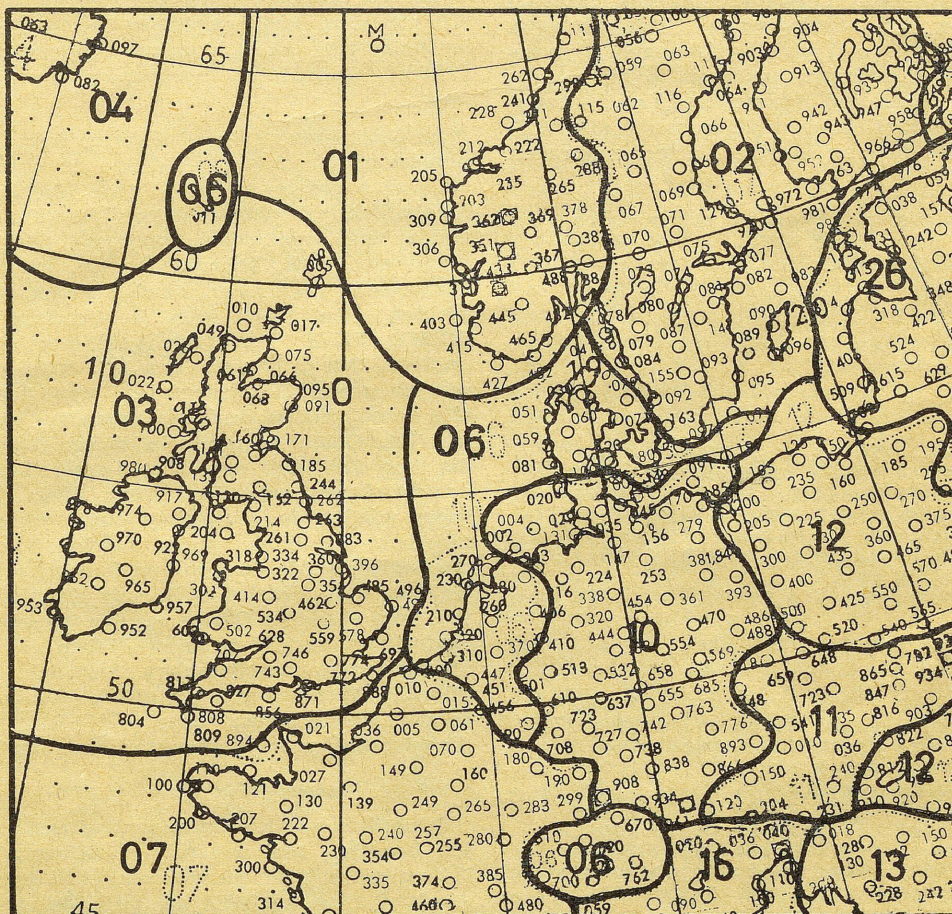


Abb. 3
Ausschnitt aus einem Arbeitskartenunterdruck
(Blockeinteilung)

Landes zu finden. Eine Ausnahme bildet nur Nordamerika. Dort beginnt die Numerierung im Südosten und schreitet in den Hunderten von Süd nach Nord und in den Zehnern von Ost nach West fort.

Zusammenfassend haben die im synoptischen Wetterdienst benutzten Kartenunterdrucke also folgendes Aussehen: Es sind geographische Karten, die einen mehr oder weniger großen Teil der Erdoberfläche meist in stereographischer Projektion und im Maßstab 1:20 Mill. darstellen. Die größeren Flüsse und Gebirge sind schwach angedeutet. Die Landflächen sind durch punktierte dünne Linien in Gebiete unterteilt, die durch eine zweistellige Zahl (Blocknummer) gekennzeichnet sind (Abb. 3). Die einzelnen Beobachtungsstationen sind durch kleine Kreise bzw. Quadrate (Bergstationen) markiert, und die Ortsnamen sind ersetzt durch dreistellige Kennziffern. Die Meeresflächen sind von dem Netz der geographischen Längen- und Breitengrade überdeckt, so daß auch jede durch die geographischen Koordinaten gekennzeichnete Schiffsposition sofort aufzufinden ist. Die festliegenden, stets von demselben Punkt meldenden Wetterschiffe sind ebenso wie die Landstationen durch kleine Kreise kenntlich gemacht. Diese Ausführung der Karten macht es möglich, für jede eingehende Wettermeldung in kürzester Zeit den Beobachtungsort auf der Karte zu finden und dort die mitgeteilten Angaben einzutragen.

4. Wettermeldungen für Boden- und Höhenwetterkarten

Bodenwetterkarte

Wir wenden uns nunmehr den Wettermeldungen zu, die in die Kartenunterdrucke eingetragen werden. Dabei ist zu unterscheiden zwischen der Gruppe der Bodenwettermeldungen von Landstationen und Schiffen und der Gruppe der aerologischen Beobachtungen. Trotz der zum Teil engen Wechselbeziehungen, die zwischen diesen beiden Gruppen bestehen, würde es die endgültige Bearbeitung und Auswertung der Beobachtungsdaten außerordentlich erschweren, wenn alle Meldungen gemeinsam in eine einzige Karte eingetragen

99906

021	62710	70012	10911	43440	08710	70011
041	42920	75030	08112	45500	07514	70009
060	62408	65022	10711	58430	09716	70007
071	62509	70032	11111	655++	10709	70006
110	82205	60026	12111	354++	11711	70209
149	82524	80022	13912	895++	10720	70010
199	42924	70030	13011	42600	07603	70010

99906

99911

036	73504	62031	19715	7097+	10507	70011
010	31104	70020	19713	10949	08710	70011
120	61203	56012	19013	16431	11711	79711
150	31001	59031	19313	20942	10613	70008
146	92311	00616	07701	9+0++	01710	70550
028	70903	70012	20413	25670	10813	70011
231	80908	68022	18715	1632+	11701	70014
240	80000	59022	20015	2577+	10701	70114

99911

99907

150	02605	59010	21711	00900	07709	70007
149	02603	70020	22210	00900	07705	70008
240	03602	70020	23110	00900	06602	70008
015	72612	60032	18812	35430	10716	70009
180	03004	56020	20612	00900	09502	70007
190	03604	56021	19313	00900	07604	70010
510	13604	75020	21813	10980	08203	70011
110	83408	80011	25611	854++	08605	70008
690	63610	56031	12621	66400	18503	70020
480	23610	75010	19914	10982	08304	70012

99907

Abb. 4

06z-Bodenmeldungen, Ausschnitt aus einer Sammelsendung

würden. Man faßt daher einerseits alle Bodenbeobachtungen auf einer Karte zusammen und erhält so die „Bodenwetterkarte“. Eingetragen werden die wesentlichsten Angaben aus den in der Form „SYNOP“ oder „SHIP“ verschlüsselten Bodenmeldungen gleicher Beobachtungszeit (3).

Im internationalen Wetteraustausch werden die Sondergruppen aus Zeitgründen meist nicht übermittelt. Abgesehen von den Beobachtungen der Bundesrepublik Deutschland, die auf dem Nachrichtennetz des DWD in vollständiger Form verbreitet werden, enthalten die Auslandsmeldungen im allgemeinen nur die Kennzifferngruppe bzw. bei Schiffen die Positionsangaben und die folgenden fünf, um 06 und 18 Uhr GMT die folgenden sechs Gruppen. Die Meldungen sind länderweise zusammengefaßt, wodurch man die Blocknummer bei jeder einzelnen Station einspart (anstatt der fünfstelligen Kenngruppe wird nur eine Gruppe mit der dreistelligen Kennziffer übermittelt) und sich darauf beschränken kann, den Block am Anfang und am Ende der Beobachtungen aus demselben Land anzugeben (Abb. 4).

Höhenwetterkarten — Absolute Topographie

Die Verarbeitung der aerologischen Meldungen ist insofern etwas komplizierter, als sie Meßwerte aus verschiedenen Höhen bzw. bei verschiedenen Luftdrucken enthalten. In Karten werden nur die Werte aufgenommen, die bei den sogenannten Hauptdruckwerten 850, 700, 500, 300, 200 und 100 mb gemessen wurden. Für jeden dieser Hauptdruckwerte wird eine besondere Karte angelegt, in die Temperatur, Taupunkt, Wind und Höhe des betreffenden Hauptdruckwertes über dem Meeresspiegel eingetragen werden, so daß schließlich eine Karte mit allen Werten beim Luftdruck 850 mb, eine andere für 700 mb, eine weitere für 500 mb usw. vorliegt. Diese Karten heißen „Höhenwetterkarten“ oder „Absolute Topographie der 850-mb-Fläche“, „Absolute Topographie der 700-mb-Fläche“ usw.

Im Gegensatz zu den Bodenmeldungen, die meist nur unwesentlich gekürzt allen synoptischen Dienststellen zugeleitet werden, ist eine solche Übermittlung bei den aerologischen Beobachtungen nicht möglich. Es wäre zu zeitraubend und würde auch die Wetternachrichtennetze zu stark belasten, wenn jeder synoptischen Dienststelle zum Zeichnen der Höhenkarten sämtliche aerologischen Meldungen in Originalverschlüsselung (TEMP, TEMP SHIP) zur Verfügung gestellt werden müßten. Durch internationalen Beschluß haben daher wenige große Wetterzentralen den Auftrag erhalten, alle aerologischen Beobachtungen aus einem ihnen zugewiesenen Gebiet zu sammeln, diesen Originalmeldungen die zum Zeichnen der Höhenkarten benötigten Werte zu entnehmen und diese Werte dann als Sammelsendung wieder zu verbreiten bzw. gegenseitig auszutauschen. In dieser Weise werden beispielsweise die aerologischen Meldungen von Europa ausschließlich der UdSSR, vom Nordatlantik, aus Grönland, Nordafrika und dem vorderen Orient bei der französischen Wetterzentrale in Paris bearbeitet. Neben der von dort herausgegebenen aerologischen Sammelmeldung „Nordatlantik - Europa“ werden gleiche Sendungen mit dem Inhalt „Nordamerika“ oder „UdSSR“ von den Wetterdienstzentralen in Washington bzw. Moskau verbreitet.

Relative Topographie

Schließlich werden im synoptischen Dienst noch Karten benötigt, aus denen die Differenz zwischen den Höhen bestimmter Hauptdruckwerte, beispielsweise der Abstand zwischen 1000 mb und 700 mb, 1000 mb und 500 mb, 500 mb und 300 mb zu ersehen ist. Diese Karten werden „Relative Topographie 700/1000 mb“, „Relative Topographie 500/1000 mb“ usw. genannt. Mit dem

Wort „relativ“ wird ausgedrückt, daß die Höhenangaben nicht auf das gleiche „absolute“ Niveau, nämlich den Meeresspiegel, bezogen sind, sondern auf die veränderliche Höhenlage eines anderen Luftdruckes. Im englischen Sprachbereich ist für diese Karten die Bezeichnung „thickness chart“ gebräuchlich, die klar zum Ausdruck bringt, daß es sich um die kartenmäßige Darstellung der Dicke einer Schicht zwischen zwei Drucken handelt. Die Höhenwerte, die in die relativen Topographien eingetragen werden, können weder den aerologischen Meldungen (ausgenommen die russische Originalverschlüsselung, die den Wert für die relative Topographie 500/1000 mb enthält) noch den aerologischen Sammeldsendungen unmittelbar entnommen werden. Sie sind jeweils erst zu berechnen, indem die Differenz zwischen den gemeldeten absoluten Höhen der in Frage kommenden beiden Drucke gebildet wird.

Thermischer Wind (Scherwind)

Neben diesen Höhenangaben werden in die relative Topographie 500/1000 mb auch noch Windwerte eingetragen. Hierbei handelt es sich wiederum nicht um unmittelbar gemessene oder in den aerologischen Meldungen enthaltene Windangaben, sondern um Differenzgrößen, die ebenfalls erst aus den gemeldeten Werten abgeleitet werden müssen. Man bezeichnet sie als „Thermische Winde“ oder auch „Scherwinde“. Ebenso wie die Höhenwerte in der relativen Topographie 500/1000 mb die Differenz zwischen der Höhe des Luftdrucks von 500 mb und der des Luftdrucks von 1000 mb sind, müßten eigentlich auch die Windwerte in der relativen Topographie 500/1000 mb die Differenz zwischen den Winden bei den Luftdrucken 500 mb und 1000 mb sein. Der in der Höhe 1000 mb gemessene Wind ist jedoch im allgemeinen durch Einflüsse vom Erdboden her so gestört, daß er für die Bestimmung des thermischen Windes nicht geeignet ist. Der nächst benachbarte Windwert, der in den aerologischen Beobachtungen gemeldet wird, ist aber der aus der Fläche 850 mb.

Die Bestimmung der Differenzwinde ist etwas schwieriger als die Berechnung der Höhenwerte für die relative Topographie, da sich eine Windmeldung stets aus zwei Angaben, der Windrichtung und der Windgeschwindigkeit zusammensetzt. (Man nennt eine solche Größe „gerichtete Größe“ oder „Vektor“.) Beide Anteile müssen bei der Differenzbildung in dem jeweils rich-

tigen Verhältnis berücksichtigt werden. Die rechnerische Lösung dieser Aufgabe ist recht umständlich und zeitraubend. Man benutzt daher in der Praxis das graphische Verfahren, das in Abb. 5 dargestellt ist. Auf einer Kreisscheibe mit 360°-Teilung werden vom Mittelpunkt M aus die bei 850 mb und 500 mb gemessenen Winde als Pfeile eingezeichnet, die gerade entgegengesetzt zur tatsächlichen Strömung in die Richtung weisen, aus der der Wind kommt. Der Vorteil dieser spiegelbildlichen Darstellung ist, daß man unmittelbar die gemeldeten Windrichtungen für die Eintragung verwendet, während sonst stets erst die um 180° gedrehte Richtung bestimmt werden müßte, wobei infolge des in der Praxis hohen Arbeitstempos erfahrungsgemäß leicht Flüchtigkeitsfehler auftreten. Die Länge der Pfeile entspricht der Windstärke, indem etwa 10 Knoten = 15 mm gesetzt werden. Man kommt so zu den Punkten A (850 mb) und B (500 mb). Aus Gründen der Zeitersparnis verzichtet man im allgemeinen auf das Zeichnen der ganzen Vektorpfeile und markiert nur die Punkte A und B auf der Auswertscheibe. Um den gesuchten Differenzwind zu bekommen, braucht man jetzt nur den Vektor AB auszumessen. Seine Länge liefert, ebenfalls in der Einheit 15 mm = 10 Knoten, die Windgeschwindigkeit. Zur Bestimmung der Richtung des Differenzwindes zeichnet man die Parallele zu A — B durch den Mittelpunkt M. Schreitet man auf dieser Parallelen von M aus in derselben Richtung wie von A nach B weiter, so erhält man auf der 360°-Teilung die gesuchte Richtung des Differenzwindes. In der Abbildung beträgt der

Wind in 850 mb:	270° 20 Knoten
Wind in 500 mb:	300° 35 Knoten
Differenzwind	
für 500/850 mb:	330° 20 Knoten.

RETOP

Da vor allem die relative Topographie 500/1000 mb im synoptischen Dienst eine sehr wichtige Rolle spielt, es andererseits aber unrationell wäre, wenn jede Dienststelle die Werte für diese Karte selbst neu bestimmen müßte, werden die beiden vorstehend beschriebenen Arbeiten zentral bei der Analysenzentrale des DWD erledigt. Die Resultate werden in der Sammeldsendung mit dem Kennwort „RETOP“ über die Wetternachrichtennetze verbreitet. Diese RETOP-Sammeldsendung enthält demnach den Abstand zwischen den Drucken 500 mb und 1000 mb sowie den Scherwind zwischen dem 500-mb- und dem 850-mb-Niveau. Im Gegensatz zu den oben erwähnten aerologischen Sammeldsendungen mit den Werten für die absoluten Topographien werden RETOP-Sendungen nur vom DWD zusammengestellt und verbreitet. Sie enthalten in Übereinstimmung mit dem aerologischen Bereich, der der französischen Wetterzentrale zugeteilt ist, im wesentlichen die Werte für die europäischen Stationen (mit Ausnahme der UdSSR), für die nordatlantischen Wetterschiffe, Grönland und Nordafrika. Als Ergänzung werden die Werte für einzelne nordamerikanische Stationen angefügt. Aus dem Bereich der UdSSR enthalten einige russische TEMP-Meldungen in der Originalverschlüsselung bereits Sondergruppen mit den Werten für die relative Topographie 500/1000 mb. Die dort gemeldeten Scherwinde sind aus den in 5500 m und 1000 m gemessenen Winden abgeleitet.

5. Eintragen der Wettermeldungen

Um einen möglichst genauen Überblick über den aktuellen Wetterzustand zu bekommen, sollen nicht nur die Beobachtungen möglichst aller Stationen, sondern auch die Wetterbeobachtungen jeder einzelnen Station möglichst vollständig in die Wetterkarte eingetragen werden. Diese beiden Forderungen schließen sich aus

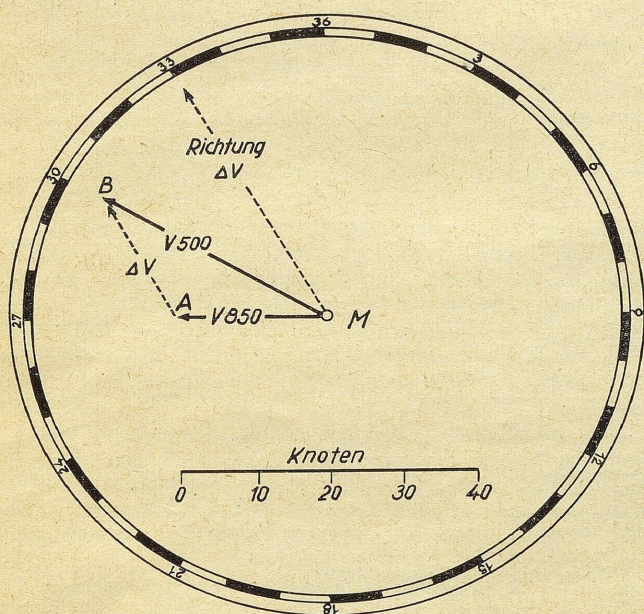


Abb. 5
Bestimmung des thermischen Windes

Meldung einer

Landstation

Schiffsstation

Aerologischen Station

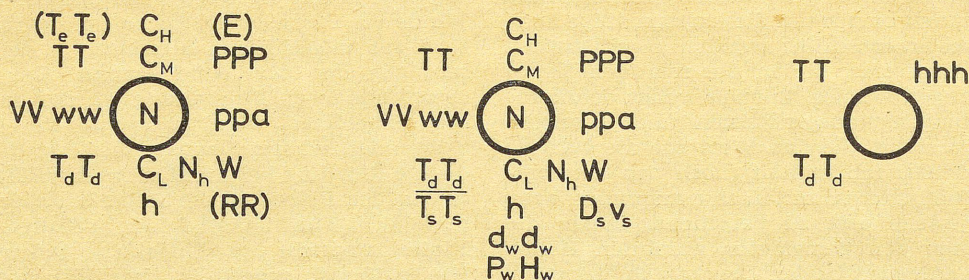


Abb. 6
Stationsmodell

Platzgründen bis zu einem gewissen Grade aus, besonders bei der Benutzung kleiner Kartenmaßstäbe oder in Gebieten, die ein dichtes Stationsnetz haben. Um trotz der geforderten Dichte und Lückenlosigkeit der Stationsverteilung die Übersichtlichkeit des Eintragungsbildes zu gewährleisten, wurde ein international gültiges Schema festgelegt, welches gestattet, alle wichtigen Beobachtungswerte auf engstem Raum unterzubringen. Dieses Eintragungsschema, auch „Stations-

modell“ genannt, hat für die drei Hauptarten von Beobachtungen die in Abb. 6 angegebene Form. Die verschiedenen Buchstabengruppen stimmen mit den Bezeichnungen im Wetterschlüssel überein. Die so gekennzeichneten Einzelelemente der Wettermeldung werden in arabischen Zahlen oder in Symbolen, deren Höhe etwa der des Stationskreises entsprechen soll, in die Wetterkarte eingetragen. Die Symbole sind in der Symboltafel Abb. 7 zusammengestellt.

Symboltafel

ww	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9		N	C _L	C _M	C _H	C	W	a	E
00	○	○	○	○	∞	∞	∞	∞	∞	∞	0	○				→		/	□
10	=	=	=	<	>	>	>	>	>	>	1	○	○	○	○	→		/	□
20]]]]]]]]]]	2	○	○	○	○	→		/	□
30	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	3	○	○	○	○	→		/	□
40	(=)	(=)	(=)	(=)	(=)	(=)	(=)	(=)	(=)	(=)	4	○	○	○	○	→		/	□
50	,	,	,	,	,	,	,	,	,	,	5	○	○	○	○	→		/	□
60	6	○	○	○	○	→		/	□
70	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	7	○	○	○	○	→		/	□
80	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	8	○	○	○	○	→		/	□
90	△	△	△	△	△	△	△	△	△	△	9	○	○	○	○	→		/	□

Windeintragung

Geschwindigkeit m/sec	Knoten	Symbol
0.5 - 1	1 - 2	—○
1.5 - 3.5	3 - 7	—○
4 - 6	8 - 12	—○
6.5 - 8.5	13 - 17	—○
21.5 - 23.5	43 - 47	—○
24 - 26	48 - 52	—○
26.5 - 28.5	53 - 57	—○
29 - 31	58 - 62	—○
49 - 51	98 - 102	—○
51.5 - 53.5	103 - 107	—○

Beim Fehlen von:

Windrichtung —○ Windgeschwindigkeit ×—○ Windrichtung u. Windgeschwindigkeit ○

Bei Windstille: ⊙

Abb. 7
Eintragungssymbole

Im einzelnen sind beim Eintragen folgende Vorschriften zu beachten (3):

- 1) Der Betrag der Gesamtbedeckung des Himmels mit Wolken (N) wird in den Stationskreis eingetragen.
- 2) Die Windstärke (ff) wird mit den in der Symboltafel angegebenen Zeichen (Befiederung des Windschafftes) dargestellt, die Windrichtung (dd) wird durch die Stellung des Windschafftes gekennzeichnet, wobei darauf zu achten ist, daß die Nord-Süd-Richtung durch die Meridiane (nicht durch den Kartenrand!) und die Ost-West-Richtung durch die Breitenkreise gegeben sind. Dabei soll der Schaft auf den Mittelpunkt des Stationskreises weisen, jedoch schon an seinem äußeren Rand enden. Die Befiederung (Windstärke) soll auf der Nordhalbkugel nach links, auf der Südhalbkugel nach rechts weisen. Der Winkel zwischen Windschaff und Befiederung beträgt etwa 120°. Die Darstellung der Geschwindigkeit ist aus der Tafel zu ersehen. Bei dd = 99 entfällt die Eintragung der Windangaben.
- 3) In Höhenkarten werden die Windwerte in der gleichen Weise eingetragen. Bei abgeleiteten Windgrößen (thermischer Wind u. a.) wird die Befiederung auf der Nordhalbkugel nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links gezeichnet.
- 4) Bei den Elementen VV, PPP, N_h, h, pp, RR und hhh werden an der vorgeschriebenen Stelle die Schlüsselziffern eingetragen.
- 5) Die Angaben für ww, W, C_L, C_M, C_H, a und E werden als Symbole gemäß beigegebener Tafel eingezeichnet.
- 6) Für TT, T_dT_d, T_sT_s sind die wirklichen Werte in °C einzutragen. Negative Werte werden durch ein davor gesetztes Minuszeichen gekennzeichnet.
- 7) Der Schiffskurs (D_s) wird als kleiner Pfeil in der entsprechenden Richtung unter W eingetragen und die Schlüsselziffer für v_s als kleine Zahl an die Pfeilspitze geschrieben.
- 8) Von der Wellengruppe 1d_wd_wP_wH_w wird d_wd_w als kleine Wellenlinie unter h dargestellt, deren allgemeiner Verlauf der angegebenen Richtung entspricht. Dabei wird an dem Ende der Linie eine Pfeilspitze angebracht, die in die entgegengesetzte Richtung von d_wd_w weist. An die Pfeilspitze wird P_w und H_w unter einen Bruchstrich geschrieben. Wenn zu d_wd_w die Zahl 50 zugezählt ist, wird bei der Eintragung von H_w 10 addiert.
- 9) Wird nur eine Farbe verwendet, so ist schwarze Tusche oder Tinte zu benutzen. Auch Kugelschreiber können verwendet werden.
Soll in zwei Farben eingetragen werden, so ist schwarz und rot zu verwenden. Rot darf nicht verwendet werden für PPP, ww, C_L, C_M, T_sT_s, N_h, h und TT. T_dT_d und negative Werte von pp sind rot einzutragen.

Da sich beim Eintragen der Windrichtung leicht kleine Ungenauigkeiten ergeben, andererseits aber besonders in den Höhenwetterkarten die Richtung des wahren bzw. thermischen Windes genau beachtet werden muß, wird bei der Analysenzentrale des DWD in den Topographien am Ende des Windschafftes die Zehnerziffer der Windrichtung durch eine kleine arabische Zahl vermerkt.

Das Stationsmodell ist in jedem Fall genauestens einzuhalten, da die Stellung der Zahlen und Symbole entscheidend ist für ihre Bedeutung und da willkürliche Änderungen des Schemas sich bei der weiteren Bearbeitung der Wetterkarte nachteilig auswirken.

6. Analyse der Wetterkarten (Hauptkarten)

Nachdem die Wettermeldungen in der vorstehend beschriebenen Weise in die einzelnen Karten eingetragen

sind, erfolgt die weitere Bearbeitung und Auswertung durch den Meteorologen. Seine Aufgabe besteht zunächst darin, die Wetterkarten zu analysieren, d. h. sich durch vergleichende Betrachtung der zusammengetragenen Einzelbeobachtungen einen Einblick in den derzeitigen Zustand der Atmosphäre als Ganzes zu verschaffen und die charakteristischen Merkmale der Wetterlage möglichst übersichtlich mit Hilfe einfacher Symbole darzustellen. Die vollständige Analyse beschränkt sich dabei nicht auf die Auseinandersetzung mit den Meldungen der Bodenwetterkarte, sondern umfaßt auch die Ausarbeitung der Höhenwetterkarten und die Berücksichtigung der Wechselbeziehungen zwischen Boden und Höhe.

6.1. Bodenwetterkarte

Ebenso wie die großräumigen Entwicklungen in der Atmosphäre nicht sprunghaft vor sich gehen, sondern mehr oder weniger stetig aufeinander folgen, ist es beim Analysieren der Bodenwetterkarte einer der wesentlichsten Grundsätze, daß sich jede Analyse kontinuierlich an die vorherige anschließen muß. Das bedeutet, daß Erkenntnisse, die frühere Beobachtungen gebracht haben, oder Auffassungen, die in der vorherigen Wetterkarte niedergelegt sind, so lange in die neue Analyse sinngemäß übernommen werden sollen, bis durch neue Beobachtungstatsachen nachgewiesen wird, daß sie nicht mehr aufrechterhalten werden können. Es ist daher selbstverständlich, daß sich der Meteorologe als erstes mit der bisherigen Entwicklung der Wetterlage genau vertraut macht, wobei er sein Augenmerk in erster Linie auf die Verlagerung sowie Intensitätsänderungen der Hoch- und Tiefdruckgebiete und der Fronten richtet.

Die Analyse selbst wird in drei Arbeitsgängen durchgeführt. Diese beziehen sich auf die Bestimmung der Frontenlage, die Darstellung der Luftdruckverteilung und drittens auf die Feststellung der Frontenart. Die Reihenfolge, in der diese Arbeiten erledigt werden, richtet sich weitgehend nach den Besonderheiten der jeweils bearbeiteten Wetterlage. Es kann z. B. in gewissen Fällen zweckmäßig sein, die Luftdruckverteilung vor der Festlegung des Frontenverlaufs zu zeichnen (evtl. auch nur auf einem Teil der Wetterkarte), in anderen Fällen wird sich die Art der Front schon direkt beim Zeichnen des Frontenverlaufs festlegen lassen. Im allgemeinen wird es aber vorteilhaft sein, die anfangs genannte Reihenfolge einzuhalten, in der die einzelnen Arbeitsgänge nunmehr auch besprochen werden sollen.

Bei der Feststellung des Frontenverlaufs geht man zweckmäßigerweise so vor, daß die analysierte Bodenkarte vom Vortermine auf einem Leuchttisch unter die Karte mit den aktuellen Beobachtungen gelegt und in den Koordinaten zur Deckung gebracht wird. Im durchscheinenden Licht ist die letzte Frontenlage gut zu erkennen, woraus sich auf der aktuellen Karte sofort die Gebiete ergeben, die als „frontenverdächtig“ anzusehen sind.

Frontenmerkmale

Eine Front ist definiert als schmale Grenzzone, in der Luftmassen verschiedener Eigenschaften gegeneinander geführt werden. Aus dieser Definition ergeben sich die Merkmale, nach denen die Lage der Bodenfronten zu bestimmen ist. An erster Stelle steht die Windkonvergenz, die sprunghafte Änderung der Windrichtung zwischen zwei benachbarten Stationen. Des weiteren sind die verschiedenen Eigenschaften der Luftmassen zu beachten. Sie kommen am deutlichsten in einem Unterschied der Temperaturen zum Ausdruck, der vor allem oberhalb der Bodendörungsschicht (850 mb) erkennbar wird. Über dem Meer sind unterschiedliche Luftmassen leicht an der wechselnden Dif-

ferenz zwischen Luft- und Wassertemperatur zu erkennen. Ein anderes, recht gutes Kriterium ist der Taupunkt, der beim Übergang von der einen zur anderen Luftmasse, auch wenn nahezu kein Temperaturwechsel eintritt, zuweilen sprunghafte Änderungen zeigt. Weiterhin ergeben sich bei der Verlagerung von Luftmassen mit verschiedenem vertikalen Aufbau Unstetigkeiten im Luftdruckgang, so daß auch die 3stündigen Luftdruckänderungen („Tendenz“ des Luftdrucks) in gewissem Umfang zur Festlegung von Fronten benutzt werden können. Dabei ist allerdings Vorsicht geboten. Es besteht nämlich kein eindeutiger Zusammenhang zwischen Luftdrucktendenz und Front, da neben den frontgebundenen Vorgängen auch innerhalb frontfreier Gebiete Massenumlagerungen verschiedenster Art markante Änderungen im Luftdruckgang hervorrufen können. Schließlich ist noch das Bewölkungs- und Niederschlagsfeld zu nennen. Dieses stellt jedoch ebenfalls ein nicht immer einwandfreies Kriterium dar, da es unter Umständen mit der Front am Boden nur recht lose gekoppelt ist. In gewissen Fällen treten Niederschlagsgebiete weit abgesetzt von den Bodenfronten auf.

Neben den in dieser Weise definierten Fronten treten auch Fälle auf, in denen zwar Windkonvergenzen festzustellen sind, die Temperaturen und die sonstigen Luftmassenmerkmale beiderseits einer bestimmten Linie jedoch keinerlei Unterschiede zeigen. Eine derartige Linie trägt die Bezeichnung „Konvergenzlinie“. Wird andererseits ein Übergang von einer Luftmasse zur anderen beobachtet, wobei sich dieser Wechsel in einer breiten Zone und ohne nennenswerten Windsprung vollzieht, so spricht man von einer „Luftmassengrenze“. Diese wird in den Wetterkarten im allgemeinen nicht vermerkt.

Gelegentlich läßt sich die Lage einer Front nicht genau angeben, weil die entscheidenden Merkmale entweder nur schwach ausgeprägt sind, z. B. bei der Ausbildung neuer oder der Auflösung gealterter Fronten, oder weil sie infolge geringer Stationsdichte überhaupt nicht als solche erkannt werden können. In diesen Fällen gibt u. U. die Konfiguration des Luftdruckfeldes wertvolle Hinweise.

Luftdruckverteilung

Die Verteilung des Luftdrucks wird ebenfalls am Paustisch gezeichnet. Auf Wetterkarten, die in nicht zu großem zeitlichen Abstand — etwa alle 3 bis 6 Stunden — vorliegen, sind die Unterschiede hinsichtlich der Lage der Hoch- und Tiefkerne oder der Isobarenformen von Karte zu Karte im allgemeinen noch klein. Man kann und soll sich daher eng an die Darstellung vom Vortermine halten und kommt so schnell zu einem Bild der Luftdruckverteilung, das sich kontinuierlich an die frühere Lage anschließt. Das ist besonders in jenen Teilen der Wetterkarte wichtig, die nur spärlich mit Wettermeldungen besetzt sind.

Die Isobaren werden im Abstand von 5 zu 5 mb gezeichnet, indem zwischen den eingetragenen Luftdruckwerten interpoliert wird. Hierbei muß man sich immer dessen bewußt sein, daß die an einer Station eingetragenen Beobachtungswerte für einen Punkt gelten, wenn auch die Zahlen und Symbole selbst eine verhältnismäßig große Fläche auf der Karte bedecken. Man sollte sich also nicht scheuen, sofern der eingetragene Luftdruckwert nur wenige Zehntel vom Wert der Isobare abweicht, mit der Linie dicht an den Stationskreis heranzugehen. Unnötige und unerwünschte wellenförmige Verbiegungen der Isobaren werden auf diese Weise vermieden. (Auf einer Karte im Maßstab 1:20 Mill., auf der die Isobaren z. B. einen Abstand von 2 cm haben, entspricht einem Druckunterschied von 0,3 mb eine Strecke von 1,2 mm. Das ist auf den Karten des DWD etwa der Durchmesser der eingedruckten Stationskreise.)

Wenn auch alle Beobachtungsdaten zunächst einmal grundsätzlich als richtig anzusehen sind, sollen doch die Luftdruckwerte nicht kritiklos übernommen werden. Einzelwerte, deren Beachtung mehr oder weniger scharfe Unstetigkeiten im Isobarenverlauf zur Folge hätte, ohne daß diese durch orographische Einflüsse oder durch Fronten zu erklären sind, sollen gestrichen werden und somit unberücksichtigt bleiben. Ein Vergleich mit den Druckangaben derselben Station vom Vortermine und gegebenenfalls eine Nachrechnung auf Grund der aktuellen Luftdrucktendenz ist in solchen Fällen stets nützlich. Grundsätzlich ist auf der ganzen Karte eine möglichst glatte Linienführung anzustreben.

Die Windbeobachtungen von Schiffsstationen sind sorgfältig zu beachten, da sie wertvolle Hinweise für den Isobarenverlauf in der näheren Umgebung geben. Für Landstationen trifft das wegen des Reibungseinflusses vom Erdboden her in sehr viel geringerem Maße zu, und es besteht im allgemeinen keine Veranlassung, zur Berücksichtigung einer Bodenwindmeldung die Isobaren auszubuchten.

Wirkliche Unstetigkeiten in der Isobarenführung treten an den Fronten und Konvergenzlinien auf, wo sie ihre Ursache in der Verschiedenartigkeit der aneinandergrenzenden Luftmassen bzw. in dynamischen Vorgängen in der Atmosphäre haben. An diesen Stellen sollen dann auch die Isobaren tatsächlich einen deutlichen Knick zeigen. Dieser hat sein Gegenstück in der Registrierung des Barographen, die beim Durchzug der Front einen ähnlichen Knick aufweist. Allerdings spielt hier auch die Verlagerungsgeschwindigkeit der Front eine Rolle. Zeichentechnisch ist zu bedenken, daß selbst einem scharfen Isobarenknick auf der Karte im Maßstab 1:20 Mill. in der Natur noch immer eine Übergangszone von mehreren Kilometer Breite entspricht. Auch an orographischen Hindernissen, etwa entlang von Küsten oder an Gebirgsrändern, können sich Unstetigkeiten im Luftdruckfeld ergeben. Sie lassen sich unschwer als örtliche Effekte daran erkennen, daß sie von Termin zu Termin ihre Lage nicht ändern. Echte Tiefdrucktröge stellen demgegenüber keine Unstetigkeiten dar und sollten daher einen glatten Isobarenverlauf zeigen. Das schließt nicht aus, daß sich mit fortschreitender Entwicklung in einem solchen Trog hin und wieder eine Konvergenzlinie oder auch eine Kaltfront ausbilden kann. In diesem Stadium sind dann selbstverständlich die Isobaren geknickt zu zeichnen.

Zuggeschwindigkeit der Fronten

Neben den Hinweisen, die sich aus dem Luftdruckfeld für die Festlegung der Fronten ergeben, liefert die Isobarendarstellung auch die Möglichkeit, die Bewegung der Fronten von Karte zu Karte zu kontrollieren bzw. zu extrapolieren.

Als Grenze zwischen zwei Luftmassen steht die Verlagerungsgeschwindigkeit einer Front in unmittelbarer Beziehung zu den Windgeschwindigkeiten innerhalb dieser beiden Luftmassen. In Abb. 8 ist die Luftdruckverteilung an einer Front schematisch dargestellt. Die Windgeschwindigkeit und -richtung V_w ergibt sich aus dem Druckgradienten in der Luftmasse W, die Geschwindigkeit und Richtung V_k aus dem in der Luftmasse K. Für die Verlagerung des Frontenzuges sind jedoch nicht diese Vektoren V_w und V_k in ihrer ganzen Länge maßgebend, sondern nur ihre senkrecht zur Front stehende Komponente. Diese ist, wie die Abbildung zeigt, in beiden Luftmassen gleich V_n und entspricht dem Druckgradienten entlang der Front. Bestimmt man demnach aus dem Isobarenabstand auf der Front mit Hilfe des Gradientwinddiagramms (s. Abschnitt 8.1.4) die Bewegungskomponente senkrecht zur Front, so läßt sich der Weg, den die Front von dem einen zum anderen Beobachtungstermin zurücklegt, näherungsweise angeben. Stimmt diese Strecke nicht

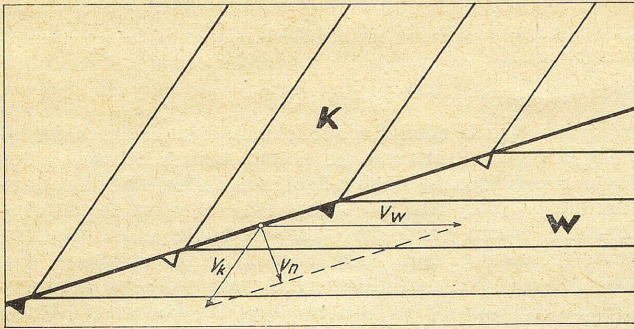


Abb. 8
Verlagerung einer Front mit der frontsenkrekten
Windkomponente

mit dem Abstand der Front auf den beiden Wetterkarten überein, so ist die Frontenanalyse mindestens auf einer der Karten fehlerhaft und zu korrigieren. Auf welcher der Karten diese Korrektur durchgeführt werden muß, hängt davon ab, zu welchem Termin die Frontlage besser begründet ist. Gegebenenfalls ist also auch die Analyse des Vorterminals nachträglich nochmals zu überarbeiten.

Bei der praktischen Anwendung dieser Methode ist zu beachten, daß sich erfahrungsgemäß nur Kaltfronten mit dem vollen Betrag der errechneten Geschwindigkeit verlagern. Sie können sogar bei stark feucht-labilen Umlagerungen an der Front oder bei geringen, mit der Höhe zunehmenden Druckgegensätzen schneller als erwartet vorankommen. Warmfronten ziehen demgegenüber mit wesentlich geringerer Geschwindigkeit, als es dem Druckgradienten entspricht, im Mittel mit 70%, über dem Festland vielfach nur mit etwa 50%. Diese Tatsache ist mit dem höheren Arbeitsaufwand zu erklären, der notwendig ist, um kältere schwere Luftmassen durch Warmluft zu ersetzen. Bei einem starken Isobarenknick an der Warmfront und starker Drängung der Isobaren vor der Front ist mit noch geringeren Verlagerungsgeschwindigkeiten zu rechnen. Im Extrem kann die Warmfront sogar stationär werden.

Frontenarten

Eine wesentliche Arbeit, die bei der Analyse der Bodenwetterkarte noch zu erledigen bleibt, ist die Feststellung, um welche Art von Fronten es sich bei den anfangs skizzierten Frontenzügen handelt. Maßgebend für die Bezeichnung der Fronten ist allein die Temperaturänderung, die beim Durchzug der Front an einer Station am Boden und vor allem in der Höhe zu beobachten ist. Es ergibt sich dabei folgende Klassifizierung:

Kaltfront

Nach Durchzug der Front in allen oder fast allen Höhen kälter. Der Rückgang der Temperatur tritt am Boden mit dem Durchzug der Front ein und setzt sich im allgemeinen hinter der Front weiter fort.

Höhenkaltfront

Abkühlung in mittelhohen und hohen Atmosphärenschichten mit Labilisierungserscheinungen im Bewölkungs- und Niederschlagsfeld. In den unteren Schichten keine Temperaturänderung, jedoch Windkonvergenz.

Warmfront

Nach Durchzug der Front in allen oder fast allen Höhen wärmer. Der Temperaturanstieg beginnt am Boden im allgemeinen schon in einiger Entfernung vor der Front, soll aber mit Durchzug der Front beendet sein. Die Taupunkttemperatur zeigt einen ähnlichen Verlauf.

Höhenwarmfront

Erwärmung in mittelhohen und hohen Atmosphärenschichten bei weitgehend fronthafter Anordnung der

Wettererscheinungen (Bewölkung, Niederschlag). In den unteren Schichten keine Temperaturänderung, evtl. schwache Windkonvergenz.

Okklusion

Nach Durchzug der Okklusion in den unteren Schichten keine merkliche Temperaturänderung. In mittleren und hohen Schichten im allgemeinen Abkühlung.

Okklusion mit Kaltfrontcharakter

Nach Durchzug der Okklusion in allen Atmosphärenschichten kälter.

Okklusion mit Warmfrontcharakter

Nach Durchzug der Okklusion wärmer, vor allem in den unteren Atmosphärenschichten.

Maskierte Kaltfront

Nach Durchzug der Front in den untersten Atmosphärenschichten wärmer, sonst durchweg kälter.

Maskierte Warmfront (selten)

Nach Durchzug der Front in den untersten Atmosphärenschichten kälter, sonst durchweg wärmer.

Quasistationäre Front

Die Front zeigt keine merkliche Bewegung.

Konvergenzlinie

Nach Durchzug der Konvergenzlinie in allen Höhen keine Temperaturänderungen.

Die nach diesen Gesichtspunkten identifizierten Fronten werden in der Bodenwetterkarte durch Symbole gekennzeichnet, die in Abb. 9 zusammengestellt sind. Die an den Frontenzug angesetzten Halbkreise (Erwärmung) bzw. Dreiecke (Abkühlung) weisen in Zugrichtung

Kaltfront	
Höhenkaltfront	
Warmfront	
Höhenwarmfront	
Okklusion	
Okklusion mit Kaltfrontcharakter	
Okklusion mit Warmfrontcharakter	
maskierte Kaltfront	
maskierte Warmfront	
quasistationäre Front	
Konvergenzlinie	

Abb. 9
Frontensymbole

tung der Front. Ausgefüllt charakterisieren sie die Temperaturänderung in einer höchstens wenige hundert Meter mächtigen Luftschicht über dem Erdboden (Bodenreibungsschicht). Offen gezeichnet geben sie die Temperaturänderung in der freien Atmosphäre wieder.

Bei der Analyse der Bodenkarte müssen demnach auch die aerologischen Meldungen genau beachtet werden. Das kann in der Weise geschehen, daß die in das Stüve-Papier eingetragenen Aufstiegsergebnisse von Stationen vor und hinter der Front oder von ein und derselben Station vor und nach Durchzug der Front verglichen werden. Diese Methode hat den Vorteil, sehr detaillierte Aussagen über die Temperaturänderungen in den verschiedenen Höhen machen zu können. Im allgemeinen genügt es jedoch für die Zwecke der Analyse, die über die Höhe gemittelten Temperaturen in den für das Wettergeschehen wichtigen Luftschichten zu vergleichen. Ein Bild der geographischen Verteilung dieser Mitteltemperaturen vermitteln die Karten der relativen Topographie, die Höhenwetterkarten also, in welche die Werte des Abstandes zwischen zwei Hauptdruckwerten eingetragen werden. Wie in (5) ausgeführt wird, ist nämlich der Abstand zweier Luftdruckwerte in der Vertikalen allein eine Funktion der Mitteltemperatur zwischen diesen beiden Werten. (Unter „Mitteltemperatur“ im Zusammenhang mit einer relativen Topographie ist hier wie auch in den späteren Kapiteln stets das Mittel aus virtuellen Temperaturen zu verstehen.) Aus dieser Tatsache ergibt sich die große Bedeutung der relativen Topographien, insbesondere der relativen Topographie 500/1000 mb für die Analyse der Bodenwetterkarte. Näheres über die Ausarbeitung der Topographie, ihre Deutung und weitere Verwendung im synoptischen Dienst soll im Abschnitt 6.2 gesagt werden.

6.2. Höhenwetterkarten

Im Abschnitt 4 ist bereits ausgeführt worden, daß die Höhenwetterkarten an Stelle von Luftdruckwerten, wie sie in die Bodenwetterkarten eingetragen werden, die Höhe der Hauptdrucke über dem Meeresspiegel (absolute Topographie) bzw. die Höhendifferenz zwischen zwei Hauptdrucken (relative Topographie) enthalten. Es sei hier daran erinnert (5), daß bei der Höhenberechnung als Einheit nicht das metrische Meter, sondern das „geopotentielle Meter“, abgekürzt „gpm“, benutzt wird. In der Praxis werden alle Höhenwerte unter Anpassung an die Meßgenauigkeit der aerologischen Instrumente auf volle 10 gpm abgerundet, also in „geopotentiellen Dekameter“, abgekürzt „gpdam“, angegeben und in die Karten eingetragen.

In der gleichen Weise, wie in der Bodenwetterkarte auf Grund der Luftdruckangaben die Isobaren zu zeichnen sind, können auch nach diesen Höhenwerten Isolines entworfen werden. Es ergibt sich dabei eine Kurvenschar, die äußerlich nicht von einem Isobarenfeld zu unterscheiden ist. In Wirklichkeit handelt es sich aber, da sämtliche Isolines einer solchen Karte für ein und denselben Hauptdruck gelten, um eine Darstellungsart, wie sie auch in der Geographie benutzt wird, um die Oberflächengestalt der Erde abzubilden. In den dort üblichen topographischen Landkarten bedient man sich der Höhenschichtlinien, um anzuzeigen, wie hoch sich die einzelnen Geländepunkte über dem Meeresspiegel befinden; Verlauf und Abstand der Höhenlinien vermitteln eine Vorstellung von der Gestalt der Bodenerhebungen und Senken, von Berg und Tal. Mit diesen Höhenlinien identisch sind die Isolines der Topographien, die in der Meteorologie auch „Isohypsen“ oder „Isopotentialen“ genannt werden. An die Stelle der in den topographischen Landkarten abgebildeten Erdoberfläche tritt lediglich eine Fläche, die man sich in der

freien Atmosphäre vorzustellen hat und die dadurch charakterisiert ist, daß in jedem Punkt der gleiche Luftdruck herrscht.

Isobarenkarte und Topographie

Grundsätzlich sind die Verfahren, eine Luftdruckverteilung durch Isobaren in einem festen Niveau oder durch die Höhenlage einer bestimmten Druckfläche darzustellen, vollkommen gleichwertig. Das ist leicht einzusehen, wenn man die Isobarenkarte einer Boden-druckverteilung und die absolute Topographie der 1000-mb-Fläche vom gleichen Termin miteinander vergleicht. Da laut Definition entlang der Isobare 1000 mb in Höhe des Meeresspiegels der Luftdruck 1000 mb herrscht, hat entlang derselben Linie die absolute Topographie der 1000-mb-Fläche die Höhe Null. Die Isobare 1000 mb und die Isohypse null gpm sind demnach identisch. Die Beziehung zwischen den übrigen Isobaren und Isohypsen ergibt sich daraus, daß sich der Luftdruck in Bodennähe ziemlich genau um 1 mb auf 8 m Höhe ändert. Das bedeutet, daß die Isobaren der Bodenkarte in folgender Weise den Isohypsen der absoluten Topographie der 1000-mb-Fläche gleichzusetzen sind:

1025 mb	=	+200 gpm	=	+20 gpdam
1010 mb	=	+ 80	=	+ 8
1005 mb	=	+ 40	=	+ 4
1000 mb	=	0	=	0
990 mb	=	- 80	=	- 8
980 mb	=	-160	=	-16

Man braucht also nur die Isobaren der Bodenkarte entsprechend neu zu beziffern, um die absolute Topographie der 1000-mb-Fläche mit einer für synoptische Zwecke ausreichenden Genauigkeit zu bekommen. Erst im Fall extremer Temperatur- und Druckverhältnisse treten nennenswerte Abweichungen auf. Diese Topographie wird später noch eine Rolle spielen. Einstweilen ist festzustellen, daß einem Isobarenabstand von 5 mb Isohypsen im Abstand von 4 zu 4 gpdam entsprechen. Um Einheitlichkeit zwischen Boden- und Höhenkarten zu erreichen, werden daher bei der Analyse von Höhenwetterkarten die Isohypsen im Abstand von 4 gpdam gezeichnet.

Vorteil der Topographie

Die Verwendung von Topographien an Stelle von Isobarenkarten zur Darstellung der Luftdruckverteilung in der freien Atmosphäre bringt zwei Vorteile. Erstens lassen sich die Höhen bestimmter Luftdrucke sehr viel einfacher und schneller mit der erforderlichen Genauigkeit berechnen als die Luftdrucke in bestimmten festen Höhen (5).

Vor allem aber bietet die Isohypsendarstellung von Flächen gleichen Drucks den Vorteil, daß — gleiche geographische Breite vorausgesetzt — gleichen Abständen der Isohypsen stets gleiche Gradientwinde entsprechen unabhängig von dem betrachteten Druckniveau. Bei der Bestimmung des Gradientwindes aus Isobarenkarten für verschiedene Höhen müßte demgegenüber die jeweils herrschende Luftdichte zusätzlich berücksichtigt werden, was sich beispielsweise so auswirkt, daß gleichen Isobarenabständen in der Bodenwetterkarte und in einer etwa für 10 km Höhe gezeichneten Isobarenkarte Gradientwinde entsprechen, deren Stärken sich wie 1:3 verhalten.

Ein auf den ersten Blick auffallender Unterschied zwischen der analysierten Boden- und Höhenwetterkarte ist der, daß die Topographien keine Fronten enthalten. Der Grund dafür ist folgender: Wenn auch die Warm- und Kaltluftmassen im allgemeinen bis in die obersten Schichten der Troposphäre reichen, so sind doch die Voraussetzungen dafür, daß die für Fronten charakteristischen sprunghaften Übergänge auftreten, in der freien Atmosphäre nur selten gegeben. Es sind

nämlich gegeneinander gerichtete Bewegungskomponenten in den beiden Luftmassen notwendig, und im Gegensatz zu den unteren Schichten der Atmosphäre, wo die Bodenreibung die Ausbildung von Strömungskonvergenzen sehr begünstigt, fehlt ein solcher Effekt in der Höhe fast gänzlich. Daraus folgt auch, daß die beobachteten Winde innerhalb der Meßgenauigkeit mit den Gradientwinden übereinstimmen. (In der oberen Troposphäre sind bei hohen Windgeschwindigkeiten und Beschleunigungen irgendwelcher Art hin und wieder Abweichungen der Windrichtung von der Isohypsenrichtung zu beobachten. Sie betragen aber selten mehr als 10 Grad.) Diese Tatsache ist beim Auszeichnen der Höhenwetterkarten sorgfältig zu beachten. Windrichtung und Windgeschwindigkeit geben direkt Aufschluß über Richtung und Abstand der Isohypsen in der Umgebung der aerologischen Station und sind damit, besonders bei dem sehr weitmaschigen aerologischen Beobachtungsnetz über den Ozeanen, von außerordentlicher Bedeutung für die Analyse.

6.2.1. Relative Topographie

Die Methode, nach der die Isohypsen der relativen Topographie gezeichnet werden, unterscheidet sich in einigen Punkten von der, die beim Zeichnen der Isobaren in der Bodenkarte angewendet wird. Während nämlich letztere im allgemeinen so dicht mit Wetterbeobachtungen besetzt ist, daß der Verlauf der Isobaren weitgehend durch Meldungen festgelegt ist und zwischen diesen linear interpoliert werden kann, zeigen die in die Höhenwetterkarten eingetragenen Beobachtungswerte größere Abstände voneinander, und auf den Ozeanen liegen überhaupt nur die Meldungen der wenigen Wetterschiffe vor. Eine Möglichkeit, die Isohypsen der relativen Topographie auch unter diesen Umständen noch recht zuverlässig zu zeichnen, ergibt sich aus folgender Überlegung.

Beziehung zur Bodenkarte

Wie schon erwähnt, sind die Höhenangaben in einer relativen Topographie den Mitteltemperaturen in der betrachteten Luftschicht proportional, so daß die Isohypsenkarte unmittelbar die mittlere Temperaturverteilung in dieser Schicht wiedergibt. Warm- bzw. Kaltluftvorstöße werden sich demnach durch entsprechende wellenförmige Ausbuchtungen der Höhenlinien ausdrücken. Andererseits sind Richtung und Stärke solcher Luftmassentransporte am deutlichsten zu erkennen an dem Gradientwindfeld in Bodennähe (1000 mb), sofern man Luftschichten betrachtet, deren untere Begrenzung die 1000-mb-Fläche ist (850/1000 mb, 700/1000 mb, 500/1000 mb; vergl. Abschn. 7.3). Somit liefert das durch die Isobaren der Bodenkarte dargestellte Strömungsfeld gute Anhaltspunkte dafür, in welcher Form die Höhenlinien der relativen Topographie zwischen weit auseinander liegenden Meßpunkten verlaufen. Beispielsweise ist an der Ostseite eines Tiefs eine Aufwölbung der Isopotentialen nach Norden anzunehmen oder im Gebiet einer kalten Nordströmung eine trogartige Ausbuchtung nach Süden.

Beim Zeichnen der Isohypsen der relativen Topographie 300/500 mb müßte an die Stelle der Bodendruckkarte die Gradientwindverteilung im 500-mb-Niveau treten. In der Praxis bewährt sich dieses Verfahren aber nicht. Man nutzt in diesem Fall vielmehr die Erfahrungstatsache aus, daß sich die relativen Topographien 500/1000 mb und 300/500 mb recht ähnlich sind (Abschn. 8.4), und zeichnet die Höhenlinien in den Gebieten ohne Meldungen unter weitgehender Beachtung dieser Ähnlichkeit.

Mit dem Übergang in die Stratosphäre zu den relativen Topographien 200/300 mb und 100/200 mb oder zu

noch höheren Schichten verschwindet die Ähnlichkeit mit der relativen Topographie 500/1000 mb. Bei der Analyse dieser Karten ist neben den Meßwerten auch die Beachtung des Kompensationsprinzips nützlich, demzufolge über troposphärischer Kaltluft in der Stratosphäre Warmluft liegt und umgekehrt.

In die Karten der relativen Topographien mit dem Bezugsniveau 1000 mb wird also vor dem Analysieren zusätzlich das Luftdruckfeld der Bodenwetterkarte des gleichen Beobachtungstermins gepaust, wobei es genügt und mit Rücksicht auf spätere Arbeitsgänge zweckmäßig ist, die Isobaren im Abstand von 10 zu 10 mb nachzuzeichnen. Sie werden, obwohl zunächst nur das Strömungsfeld markiert werden soll, auch gleich als Isohypsen der absoluten Topographie 1000 mb gekennzeichnet, indem die den Bodendruckwerten entsprechenden Höhen in geopotentiellen Dekameter angeschrieben werden.

Bedeutung der thermischen Winde

Eine weitere wesentliche Hilfe beim Auszeichnen der relativen Topographie 500/1000 mb sind die in diese Karte eingetragenen thermischen Winde. Nach theoretischen Überlegungen besteht zwischen den Isohypsen einer relativen Topographie und dem Windvektor, der sich als Differenz zwischen dem geostrophischen Wind in der oberen und der unteren Begrenzungsfläche ergibt, fast dieselbe Beziehung wie zwischen den Isohypsen einer absoluten Topographie und dem geostrophischen Wind in dieser Höhe. In beiden Fällen stimmt die Windrichtung mit der Richtung der Höhenlinien überein, und die Windgeschwindigkeit ist mit dem Isohypsenabstand durch mathematische Gleichungen verknüpft, die sich nur durch einen in der Praxis zu vernachlässigenden Faktor unterscheiden.

Die thermischen Winde in der relativen Topographie 500/1000 mb liefern also Hinweise, in welcher Richtung die Isohypsen in der Nähe der Station zu zeichnen sind und welchen Abstand sie voneinander haben. Ganz exakt wird man die theoretische Beziehung auf den Karten allerdings nicht erfüllt finden. Denn erstens wurden die thermischen Winde nicht aus den geostrophischen Winden bei 1000 mb und 500 mb abgeleitet, sondern aus den bei 850 mb und 500 mb *beobachteten* Windwerten, und zweitens können selbst kleine Ungenauigkeiten der Windmessung bei der Differenzbildung beachtliche Fehler des thermischen Windes zur Folge haben.

Zeichnen der Isohypsen

Die Isohypsen werden zunächst im Abstand von 8 zu 8 gpdam gezeichnet. An und für sich ist es gleichgültig, von welchem Wert man dabei ausgeht. Es hat sich aber eingebürgert, diejenigen Isohypsen zu zeichnen, deren Abstand von der Höhe 500 gpdam durch 8 teilbar ist. Wie bei der Analyse der Bodenkarte wird auch hier am Leuchttisch gearbeitet. Unter die aktuelle Karte wird die Karte vom Vortermine gelegt und deren Isohypsenverlauf beim Entwurf der neuen Karten soweit wie möglich berücksichtigt. In dem Bestreben, den Linien einen möglichst glatten Verlauf zu geben, stößt man öfter als beim Zeichnen der Isobaren auf Werte, die sich nicht oder nur schwer in das Isohypsenbild einfügen lassen. Der Grund ist folgender: Mehr als die Beobachtungen am Boden sind die von den Radiosonden aus der freien Atmosphäre übermittelten Meßdaten für Luftdruck, Feuchtigkeit und für die Temperatur mit Fehlern behaftet. Diese Ungenauigkeiten wirken sich bei der Höhenberechnung gemeinsam aus und können so letzten Endes zu Resultaten führen, die von den wahren Höhen merklich abweichen. Durch Experiment und Rechnung sind die Abweichungen bestimmt worden; ihre Streubreite beträgt für die Schicht

700/1000 mb mit einer Mächtigkeit
von etwa 3 000 m: ± 1 gpdam
500/1000 mb mit einer Mächtigkeit }
300/500 mb mit einer Mächtigkeit }
von etwa 5 000 m: ± 2 gpdam
300/1000 mb mit einer Mächtigkeit
von etwa 10 000 m: ± 4 gpdam

Damit ist der Spielraum gegeben, innerhalb dessen man bei der Analyse von den eingetragenen Höhenwerten gegebenenfalls abweichen darf. Stärker herausfallende Einzelwerte können auf Fehlern bei der Höhenberechnung beruhen. In diesen Fällen muß, soweit die notwendigen Meßdaten zur Verfügung stehen, eine Kontrollrechnung durchgeführt werden. Alle Werte, die

sich nach gewissenhafter Prüfung nicht in das Gesamtbild einfügen lassen, sind zu streichen, und zwar gleichermaßen in sämtlichen Topographien. Weiterhin ist zu beachten, daß in dem weltweiten aërologischen Beobachtungsnetz verschiedenartige Radiosondentypen mit systematischen Abweichungen in Gebrauch sind. Dadurch ergeben sich an der Grenze zwischen Gebieten, in denen Radiosonden verschiedener Bauart verwendet werden, Unstetigkeiten, die selbstverständlich nicht reell sind und beim Auszeichnen der Karten ausgeglichen werden müssen. Abb. 10 zeigt diese Unstetigkeitszonen sehr deutlich am Beispiel der mittleren Höhe, die sich auf Grund der Messungen für die 200-mb-Fläche ergibt (13).

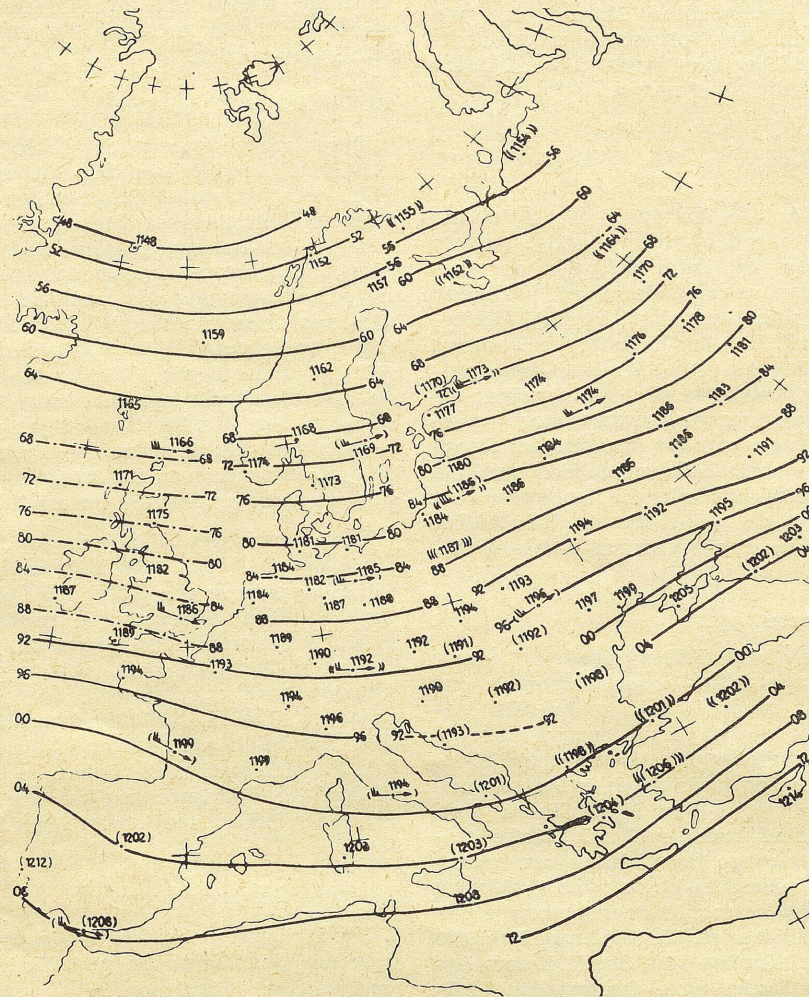


Abb. 10
Mittlere Höhe der 200-mb-Fläche nach den Radiosondemessungen
vom 1. Juli bis 31. Dezember 1957, 0 Uhr GMT, nach Bartsch (13)

Bei fast allen relativen Topographien begnügt man sich aus Gründen, auf die später noch eingegangen wird, mit den Isohypsen im Abstand von 8 gpdam. Nur die relative Topographie 500/1000 mb wird noch weiter ausgearbeitet. Zu diesem Zweck werden die bisher skizzierten Höhenlinien auf eine zweite Karte gepaust, in welche ebenfalls alle Höhenwerte 500/1000 mb und die thermischen Winde eingetragen sind, nicht aber die Bodenisobaren, um die letzten Endes angestrebte Darstellung möglichst übersichtlich zu halten. Auf dieser zweiten Karte werden dann die Isolinien im Abstand von 4 gpdam eingefügt, wobei u. U. noch kleinere Korrekturen an den gepausten Isohypsen notwendig werden. Vor allem sollen dabei die Gebiete mit dicht benachbarten Höhenlinien klar herausgearbeitet werden.

Schließlich werden die Gebiete, in denen die größten bzw. die kleinsten Schichtdicken zwischen den begrenzenden Druckflächen anzutreffen sind, durch ein W bzw. ein K kenntlich gemacht, da dort die betrachtete Luftschicht am wärmsten bzw. am kältesten ist.

Beziehung zwischen relativer Topographie und Frontenart

Auf die grundsätzlich engen Beziehungen zwischen der Analyse der Bodenkarte und einer relativen Topographie vom gleichen Termin ist schon mehrfach hingewiesen worden. Beide Karten geben einen Überblick über die geographische Verteilung der ihrer Temperatur nach verschiedenen Luftmassen, wobei allerdings in der Bodenkarte das Hauptgewicht auf die Darstellung der Grenzzonen, der Fronten, gelegt wird, wäh-

rend in der relativen Topographie die Eigentümlichkeiten des gesamten Temperaturfeldes wiedergegeben werden. Eine dieser Eigentümlichkeiten ist der ausgeprägte Temperaturgegensatz an einer Front. Er kommt in einer Konzentration der Höhenlinien entlang der Front zum Ausdruck. Genauer gesagt ist diese Isohypsendrängung dort zu finden, wo sich in der durch die relative Topographie erfaßten Schicht der Übergang von der einen zur anderen Luftmasse vollzieht, d. h. vor der Warmfront und hinter der Kaltfront, in beiden Fällen also auf der kalten Seite der Front.

Den verschiedenen Frontarten entsprechen charakteristische Isohypsenanordnungen in der relativen Topographie, die im einzelnen in Abb. 11 schematisch

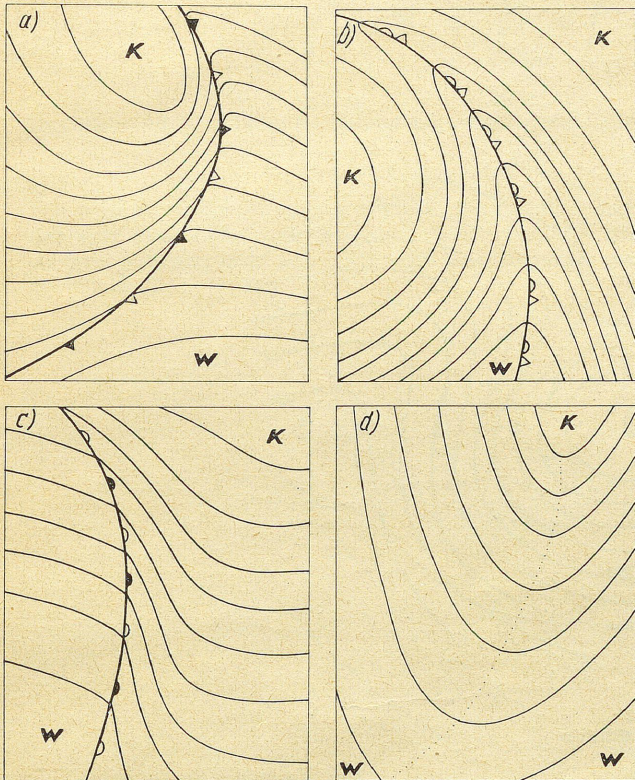


Abb. 11

Verlauf der Isopotentialen der relativen Topographie 500/1000 mb im Bereich einer

a) Kaltfront, b) Okklusion, c) Warmfront, d) eines Trog

dargestellt sind. Die Bilder variieren selbstverständlich von Fall zu Fall in gewissen Grenzen, die von der Intensität der Front oder von Alterungsprozessen abhängen. Letztere wirken sich bei der Okklusion beispielsweise meist so aus, daß die Aufwölbung der Isopotentialen entlang der Front im Laufe der Zeit immer schwächer wird und schließlich der für eine Kaltfront charakteristische Isohypsenverlauf erscheint. In diesem Stadium soll dann in der Bodenkarte das Symbol „Kaltfront“ oder zumindest „Okklusion mit Kaltfrontcharakter“ an die Stelle der Okklusion treten.

Aus dem Isohypsenverlauf im Tiefdrucktrog wird deutlich, daß es sich hier um eine kontinuierliche Luftmassenanordnung mit den tiefsten Temperaturen entlang der Trogachse handelt. Die Vorbedingungen für das Zeichnen einer Front (Unstetigkeiten im Temperaturfeld) sind also nicht erfüllt, wenn auch manchmal die Bodenmeldungen allein für eine Okklusion oder eine Kaltfront sprechen. Bei Windkonvergenz am Boden ist man lediglich berechtigt, eine Konvergenzlinie einzuzichnen, andernfalls entfällt jede Markierung. Wenn sich mit fortschreitender Entwicklung, wie es hin und wieder zu beobachten ist, innerhalb des Tiefdrucktroges tatsächlich eine Front ausbildet, so ist die-

ser Vorgang mit einer entsprechenden Deformation der Isopotentialen verbunden und an ihr zu erkennen.

Für Betrachtungen der vorstehend beschriebenen Art eignet sich am besten die relative Topographie 500/1000 mb. Sie repräsentiert einerseits die Verteilung der Mitteltemperaturen in der unteren Troposphärenhälfte, in der die an Fronten auftretenden Temperaturgegensätze besonders ausgeprägt sind. (In der relativen Topographie 700/1000 mb wirkt sich die Bodenstörungsschicht noch zu stark aus, während in den höheren Schichten die Verbindung zur Lage der Fronten in der Bodenkarte immer undeutlicher wird.) Zum anderen ist der Isohypsenverlauf in dieser Karte auch in Einzelheiten am besten gesichert, da bei der Analyse als wesentliches Hilfsmittel die thermischen Winde zur Verfügung standen.

Die gleiche Bedeutung, die der relativen Topographie bei der Bestimmung der Frontenart zukommt, besitzt umgekehrt natürlich auch die Frontenlage für die Analyse der relativen Topographie. Das heißt, daß man in Gebieten mit wenigen aerologischen Beobachtungen die Isohypsen der relativen Topographie den evtl. aus den Bodenmeldungen eindeutig bestimmbar Fronten angleichen muß, wobei wiederum die in Abb. 11 gegebenen Schemata zu beachten sind.

Im Isohypsenfeld der relativen Topographie sind hin und wieder auch Kaltluftgebiete festzustellen, die mit der Bodenkarte in keinen Zusammenhang gebracht werden können. Sie lassen sich weder einem Hoch oder Tief noch einer Front zuordnen. Sie bilden sich im Isobarenverlauf am Boden kaum oder überhaupt nicht ab, sind jedoch in allen relativen Topographien deutlich ausgeprägt. Ihre räumliche Ausdehnung ist im allgemeinen verhältnismäßig gering, und ihr Kern wird von mehreren etwa kreisförmigen Isohypsen umschlossen. Diese Zusammenballungen von Kaltluft in der freien Atmosphäre spielen in der synoptischen Meteorologie unter der Bezeichnung „Kaltlufttropfen“ eine besondere Rolle.

6.2.2. Graphische Addition und Subtraktion

Bevor die Analyse der absoluten Topographien besprochen wird, müssen wir uns erst noch mit einem Verfahren vertraut machen, dem im Rahmen der synoptischen Methode eine große Bedeutung zukommt. Es handelt sich dabei um die graphische Addition und Subtraktion.

Addition

Gegeben seien zwei Isohypsenkarten. Beide liefern für jeden Punkt der Karte je einen Höhenwert. Gesucht wird die Karte, aus der für jeden Punkt die Summe dieser Höhen zu entnehmen ist. Man könnte zu diesem Zweck die Addition Punkt für Punkt zahlenmäßig durchführen, die errechneten Werte in eine weitere Karte eintragen und nach diesen Angaben die neuen Höhenlinien zeichnen. Die dazu benötigte Zeit wäre jedoch erheblich, und je nach Zahl der berechneten Punkte würden die neuen Isolinien mehr oder weniger ungenau ausfallen. Ein anderer Weg führt schneller und besser zum Ziel.

Die beiden Karten, deren Isohypsen in gleichen Intervallen von 8 gpdam gezeichnet sein sollen, werden so aufeinander gelegt, daß sich — wie bei allen Arbeiten am Leuchttisch — die Unterdrucke genau decken. Man hat dann zwei sich kreuzende Kurvenscharen vor sich, wie sie die Abb. 12a für einen einfachen Fall zeigt. Dieses Beispiel läßt bereits erkennen, daß es, um die Übersicht zu erleichtern, zweckmäßig ist, die beiden Kurvenscharen verschiedenartig darzustellen. Im praktischen Dienst benutzt man dazu verschiedene Farben. In der Abbildung mußten aus drucktechnischen Grün-

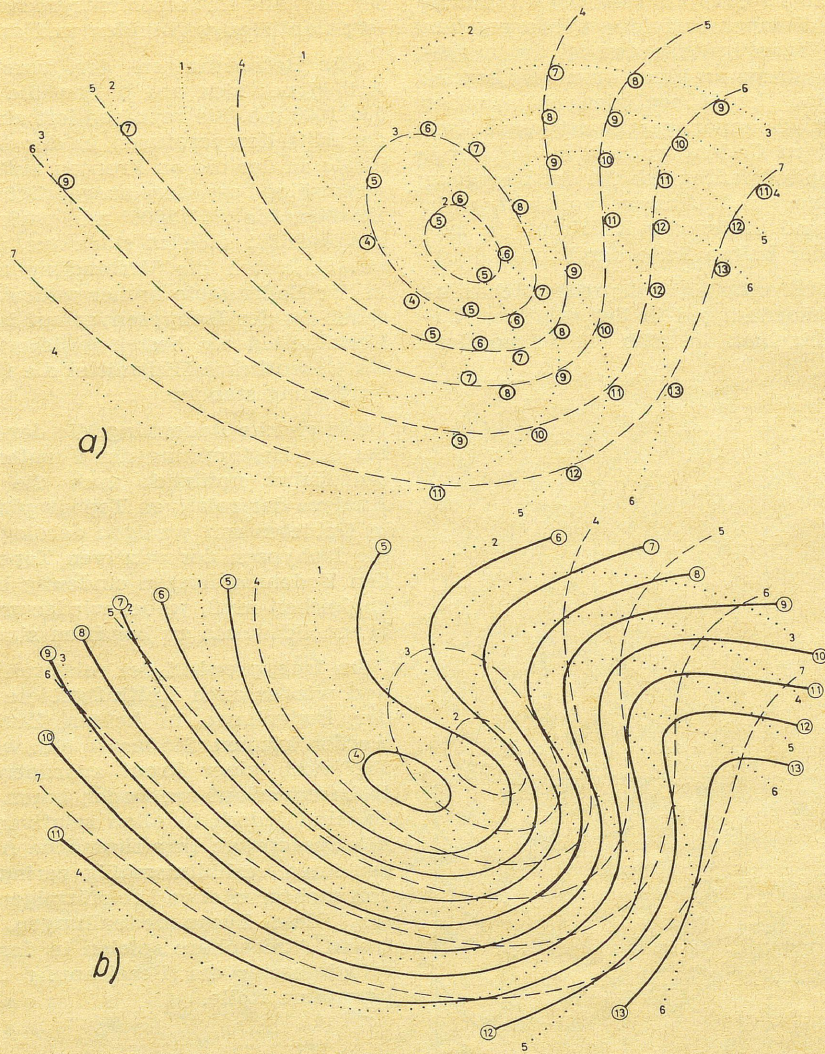


Abb. 12
Graphische Addition
a) Summenwerte
b) Summenlinien

den verschiedene Stricharten gewählt werden. Außerdem sind die Isolinen der Abbildung einfach durchnumeriert worden, während sie sonst mit den tatsächlichen Höhenwerten bezeichnet sind.

Die gesamte Kartenfläche wird durch die beiden Isohypsen in zahlreiche Vielecke unterteilt, die im allgemeinen 2 oder 4, u. U. aber auch 6, 8 oder noch mehr Eckpunkte haben. Für jeden dieser Eckpunkte kann der Summenwert an Hand der Beschriftung der sich kreuzenden Isolinen sofort zahlenmäßig berechnet werden. Er ist in Abb. 12a bei jedem Schnittpunkt eingetragen, — eine Hilfsmaßnahme, die man später bei einiger Übung nur noch in besonders schwierigen, unübersichtlichen Situationen anwendet. Die gleichwertigen Punkte werden nun durch neue Isolinen, die Summenlinien, miteinander verbunden, und es ergibt sich das gesuchte Summenfeld, wie es durch die dick ausgezogene Kurvenschar der Abb. 12b dargestellt wird.

Aus dieser Abbildung lassen sich folgende 3 Grundregeln ablesen, die bei der Addition von zwei in gleichen Intervallen gezeichneten Isohypsenfeldern zu beachten sind:

Grundregel 1

Die Summenlinien dürfen die vorgegebenen Isolinen nur in den Kreuzungspunkten schneiden.

Durch jeden Kreuzungspunkt *muß* aber auch eine Summenlinie gezeichnet werden.

Grundregel 2

An einem Kreuzungspunkt muß die Summenlinie stets die *beiden* sich kreuzenden Isolinen schneiden, d. h. sie muß Scheitelwinkel durchqueren.

Grundregel 3

Auch durch jeden Punkt, in dem sich zwei Isolinen berühren, muß eine Summenlinie gezeichnet werden. Diese darf dabei jedoch *keine* der beiden Isolinen schneiden, sondern ebenfalls nur berühren.

In der Praxis wird, wie schon gesagt, aus Gründen der Zeitersparnis auf die rechnerische Ermittlung der Summenwerte an den Schnittpunkten im allgemeinen verzichtet. Man kann dann anfangs im Zweifel sein, welche Eckpunkte — beispielsweise eines Vierecks — miteinander verbunden werden müssen, um die Summenlinie zu erhalten. Diese Frage läßt sich aber schnell beantworten, wenn man berücksichtigt, daß jede Isohypse zugleich eine Stromlinie ist und ihr daher durch das Gradientwindgesetz eine Richtung zugewiesen ist derart, daß auf der Nordhalbkugel rechts die höheren und links die tieferen Isohypsenwerte liegen. Bringt man von den Schnittpunkten der Isolinen aus entsprechende Richtungspfeile an, wie es in der Abb. 13 für einen sehr einfachen Fall geschehen ist, so ergibt sich

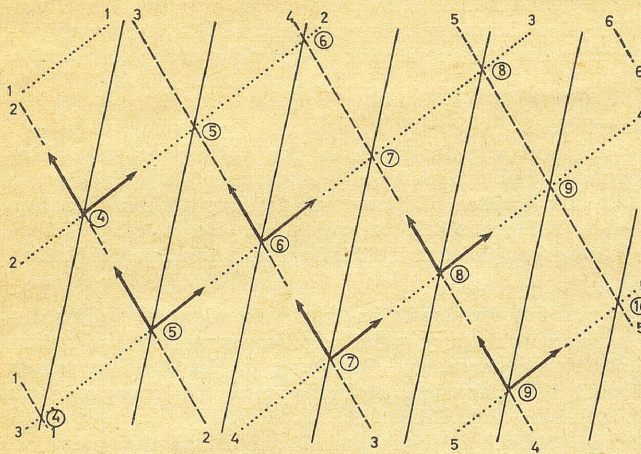


Abb. 13
Graphische Addition unter Beachtung der Isohypsenrichtung

Regel 4a

Die Summenlinie durchquert stets den Winkelraum, der von zwei Isohypsen eingeschlossen wird, die beide zum Schnittpunkt hin oder vom Schnittpunkt weg gerichtet sind.

Subtraktion

Die Zeichenvorschriften für die graphische Subtraktion ergeben sich folgendermaßen. In Abb. 14a sind dieselben zwei Kurvenscharen wie in Abb. 12a vorgegeben, bei den Schnittpunkten sind jetzt aber die rechnerisch ermittelten Differenzwerte eingetragen. Als Differenzlinien ergeben sich die dick ausgezogenen Kurven der Abb. 14b. Es zeigt sich, daß auch für den Fall der graphischen Subtraktion die Grundregeln 1 bis 3 gelten, wenn man das Wort „Summenlinie“ durch „Differenzlinie“ ersetzt. Der Unterschied zwischen graphischer Addition und Subtraktion wird deutlich, wenn man wieder von der Richtung der Isohypsen auf den Verlauf der Differenzlinie schließen will. Das hierbei gültige Schema zeigt Abb. 15, und es gilt die

Regel 4b

Die Differenzlinie durchquert stets den Winkelraum, der von zwei Isohypsen eingeschlossen wird, deren eine zum Scheitelpunkt hin und deren andere vom Scheitelpunkt weg gerichtet ist.

Spezialfälle

Schließlich sind noch die Anordnungen zu erwähnen, in denen die beiden Isohypsenfelder keine gemeinsamen Kreuzungs- oder Berührungspunkte haben. Die in diesen Fällen geltenden Zeichenvorschriften lassen



Abb. 14
Graphische Subtraktion
a) Differenzwerte
b) Differenzlinien
— — — minus . . .

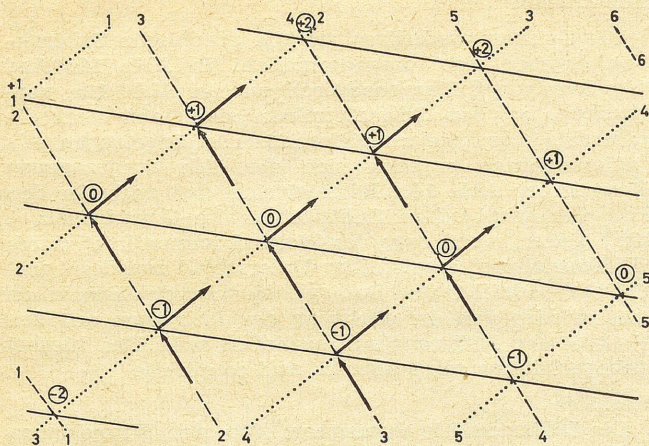


Abb. 15

Graphische Subtraktion unter Beachtung der Isohypsenrichtung
— — — minus . . .

sich aus den bereits genannten Regeln ableiten und lauten für die Addition:

Regel 5a 1

Verlaufen die Isolines in den beiden zu addierenden Feldern parallel oder konzentrisch und haben sie die gleiche Richtung, so ist stets zwischen zwei benachbarten Isolines eine Summenlinie zu zeichnen (Abb. 16a).

Regel 5a 2

Verlaufen die Isolines in den beiden zu addierenden Feldern parallel oder konzentrisch und haben sie

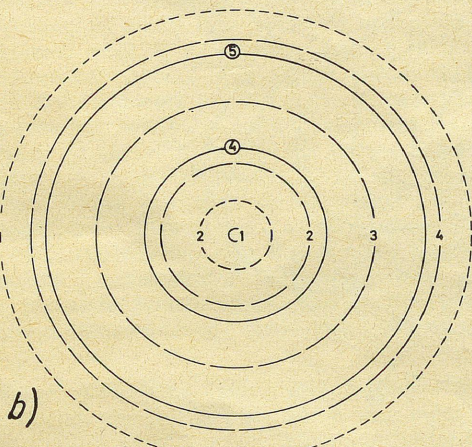
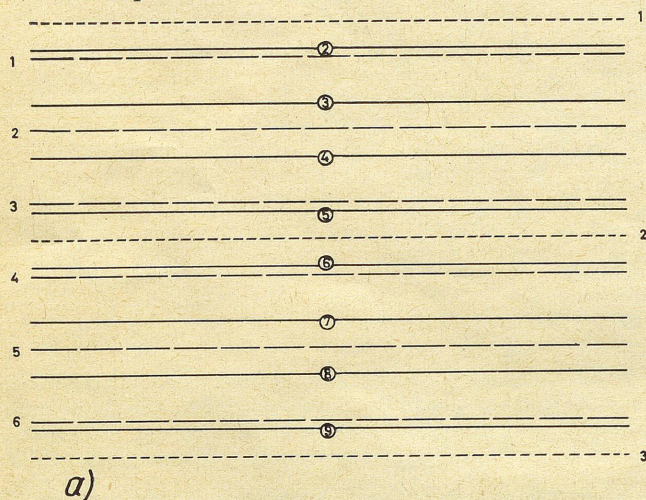


Abb. 16

Graphische Addition von zwei Feldern mit parallel/
konzentrisch verlaufenden Isolines
a) Gleiche Isohypsenrichtung
b) Entgegengesetzte Isohypsenrichtung

entgegengesetzte Richtung, so ist nur in den Streifen eine Summenlinie zu zeichnen, die von zwei Isolines des gleichen Feldes begrenzt werden (Abb. 16b).

Für die Subtraktion gilt:

Regel 5b 1

Verlaufen die Isolines in den beiden zu subtrahierenden Feldern parallel oder konzentrisch und haben sie die gleiche Richtung, so ist nur in den Streifen eine Differenzlinie zu zeichnen, die von zwei Isolines des gleichen Feldes begrenzt werden (Abb. 17a).

Regel 5b 2

Verlaufen die Isolines in den beiden zu subtrahierenden Feldern parallel oder konzentrisch und haben sie entgegengesetzte Richtung, so ist stets zwischen zwei benachbarten Isolines eine Differenzlinie zu zeichnen (Abb. 17b).

6.2.3. Absolute Topographie

Auf den ersten Blick zeigen sich bei der Analyse der absoluten Topographien ähnliche Schwierigkeiten, wie sie bei den relativen Topographien zu überwinden waren. Als Erleichterung beim Zeichnen der Höhenlinien wirkt sich zwar aus, daß alle Karten Windmessungen enthalten, die mit guter Annäherung dem geostrophischen Wind entsprechen und daher Aufschluß über Richtung und Abstand der Isohypsen geben. Da aber Zahl und Verteilung der aerologischen Messungen selbstverständlich dieselbe ist wie bei den relativen Topographien, taucht zunächst auch hier die Frage auf, wie

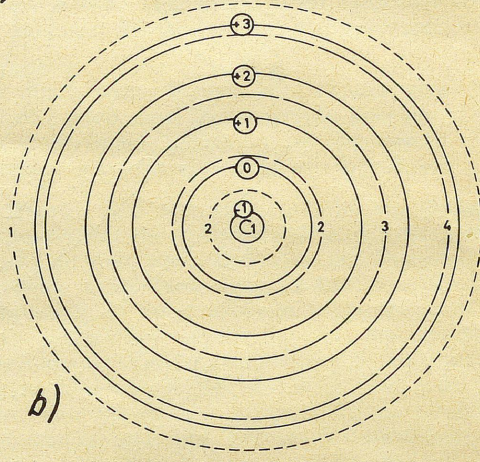
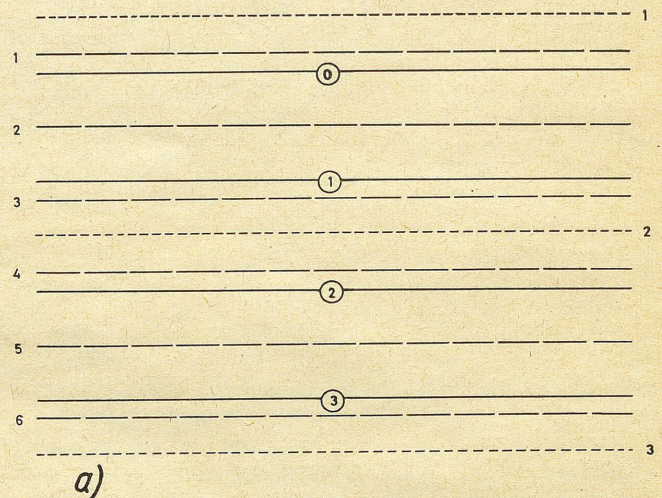


Abb. 17

Graphische Subtraktion von zwei Feldern mit parallel/
konzentrisch verlaufenden Isolines
a) Gleiche Isohypsenrichtung
b) Entgegengesetzte Isohypsenrichtung
— — — minus

die Höhenlinien in den teilweise weiten Räumen ohne Meldungen zu zeichnen sind. Nachdem dieses Problem aber, wie im Abschnitt 6.2.1 gezeigt wurde, bei der relativen Topographie gelöst ist, führt ein verhältnismäßig nur noch kleiner Schritt zur Analyse der absoluten Topographie.

Wir erinnern uns, daß die durch Isobaren dargestellte Luftdruckverteilung im Meeresniveau durch eine einfache Umbezeichnung der Isolinien in die absolute Topographie der 1000-mb-Fläche umgewandelt werden kann (vgl. 6.2). Addiert man nun zu dieser absoluten Topographie eine relative Topographie, deren untere Begrenzung die 1000-mb-Fläche ist (beispielsweise die rel. Top. 500/1000 mb), so kommt man automatisch zur vollständigen absoluten Topographie der oberen Hauptdruckfläche (500 mb), und zwar auch in den Gebieten, aus denen keine aerologischen Meldungen vorliegen.

Die Addition wird graphisch nach den Regeln, die im vorigen Kapitel abgeleitet wurden, durchgeführt.

Um die Isohypsen der gesuchten absoluten Topographie zu zeichnen, kann man eine weitere, dritte Karte mit den bereits aufeinander gelegten Karten der absoluten Topographie 1000 mb und der in Frage kommenden relativen Topographie zur Deckung bringen und auf ihr dann am Leuchttisch das neue Isohypsenfeld entwerfen. Bequemer und in der Praxis üblich ist es jedoch, die Summenlinien mit einem Farbstift direkt in der Karte der relativen Topographie zu skizzieren. (Die absoluten Topographien 850, 700 und 500 mb können auf diese Weise auch ohne Leuchttisch gezeichnet werden, da die Karten der jeweiligen relativen Topographie bereits die Bodendruckverteilung enthalten.) Die farbig skizzierten neuen Höhenlinien werden anschließend auf die Karten, in welche die gemessenen Höhenwerte früher bereits eingetragen wurden, gepaust und dort noch einmal genau nachgearbeitet. Die Berücksichtigung der Meßwerte darf dabei keine grundlegenden Änderungen in der Linienführung ergeben. Treten solche Abweichungen auf, so sind sie ein Zeichen für Fehler in der graphischen Addition oder bei der Auswertung der aerologischen Messungen. Besonders sorgfältig sind bei der Nacharbeitung der Isohypsen die Windmessungen zu beachten. Die Isohypsenrichtung soll soweit wie möglich (vgl. letzten Absatz von 6.2) der Windrichtung angeglichen werden, und der Abstand der Isohypsen wird mit Hilfe des Gradientwindlineals nachgeprüft. Schließlich wird das Feld durch Einfügen der Isopotentialen im Abstand von 4 gpdam vervollständigt.

Wie schon bei der Analyse der relativen Topographie sollen auch besonders bei der Fertigstellung der absoluten Topographie der 500-mb-Fläche die Gebiete mit Isohypsendrängung klar herausgearbeitet werden. Abgesehen vom Strömungsbereich ausgeprägter Zyklogen haben sie meist die Form langgestreckter, schmaler Bänder. Sie werden als „Frontalzonen“ bezeichnet und spielen bei der Entwicklung von Tiefdruckstörungen eine große Rolle. Von der fertigen absoluten Topographie 500 mb führen entsprechende weitere Additionen zu den absoluten Topographien der höheren Hauptdruckflächen 300, 200 und 100 mb.

Für diese Art, die Analyse der Höhenwetterkarten nacheinander durchzuführen, ist die Bezeichnung „Aufbaumethode“ gebräuchlich. Ihr entscheidender Vorteil liegt darin, daß alle Eigentümlichkeiten der Bodendruckverteilung, die bei der Vielzahl der Land- und Schiffsmeldungen recht genau festgelegt werden können, automatisch in die höheren Druckflächen übertragen werden, wobei der physikalisch richtige Zusammenhang zwischen allen Karten gewahrt bleibt.

Gradientwindlineal

Das bei der Bearbeitung der Topographien benutzte Gradientwindlineal zeigt Abb. 18. Es besteht aus durch-

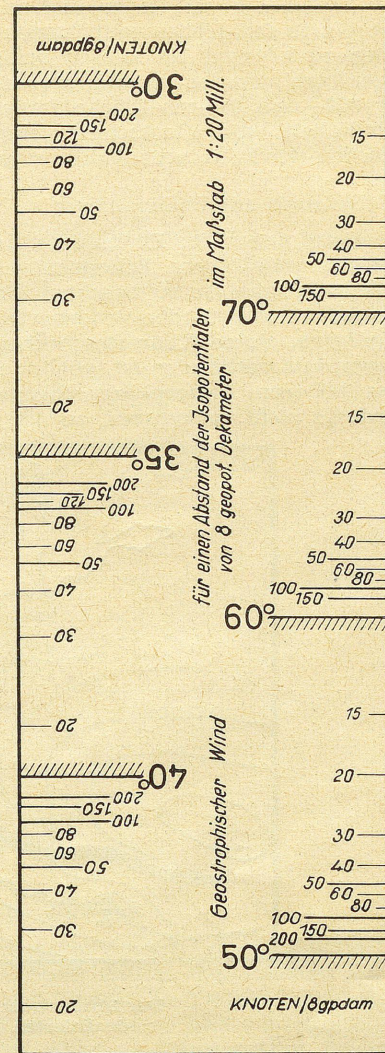


Abb. 18
Gradientwindlineal (auf 2/3 verkleinert)

sichtigem Material und enthält für die wichtigsten geographischen Breiten, jeweils von der Basislinie aus gerechnet, die Abstände der von 8 zu 8 gpdam gezeichneten Isohypsen, die den Geschwindigkeiten von 20 (15) bis 200 (150) Knoten entsprechen (Abschn. 8.1.4).

6.2.4. Isotachenanalyse

Der Ausbau des aerologischen Beobachtungsnetzes, zahlreiche Erkundungsflüge und die Erfahrungen des Flugverkehrs während der letzten 20 Jahre haben es möglich gemacht, genauere Kenntnisse über Gestalt und Aufbau der Starkwindfelder in der freien Atmosphäre zu sammeln. In Erweiterung des schon erwähnten Begriffs „Frontalzone“ wurde dabei der Ausdruck „Strahlstrom“ bzw. „jet stream“ geprägt, den man vor allem benutzt, wenn von den Strömungsverhältnissen in den obersten Schichten der Troposphäre die Rede ist. In dreidimensionaler Betrachtung stellt sich ein solcher Strahlstrom schematisch dar als ein Gebilde, das quer zur Windrichtung in der Horizontalen einige hundert Kilometer und in der Vertikalen nur wenige Kilometer mißt, in Windrichtung aber eine Ausdehnung von mehreren tausend Kilometer haben kann. In den absoluten Topographien der höheren Druckflächen erscheint er als gleichartiges Starkwindfeld, das schon wegen seiner grundsätzlichen meteorologischen Bedeutung besonders hervorgehoben werden soll. Außerdem hat die Luftfahrt ein starkes Interesse an genauen Angaben über die Windgeschwindigkeiten

in den Höhen zwischen 9 und 12 km und an der Möglichkeit, diese Werte den Höhenwetterkarten unmittelbar entnehmen zu können. Um diesen beiden Forderungen zu genügen, werden in die absoluten Topographien der 300- und 200-mb-Fläche Linien gleicher Windgeschwindigkeit, die „Isotachen“ eingezeichnet. Ihre Konstruktion wird „Isotachenanalyse“ genannt.

Lage des Strahlstroms zur Bodenanalyse

Genaue Untersuchungen des Phänomens „jet stream“ haben folgende grundsätzliche Erkenntnisse gebracht, die bei der Isotachenanalyse zu beachten sind. Zu jedem Frontenzug in der Bodenwetterkarte, der mit einem ausgeprägten, einige Kilometer hoch reichenden Temperaturgegensatz verbunden ist, gehört ein Strahlstrom in den höheren Atmosphärenschichten. Dieser Satz ist allerdings nicht umkehrbar, so daß nicht un-

bedingt von der Existenz eines Strahlstroms auf die Lage einer Bodenfront geschlossen werden kann.

Der Strahlstrom befindet sich stets auf der kalten Seite der Bodenfront. Seine Achse, d. h. die Linie, längs der die höchsten Windgeschwindigkeiten auftreten, verläuft in erster Annäherung parallel zu den Fronten am Boden, wobei der gegenseitige Abstand im Mittel 700 bis 900 km beträgt. Sofern es sich um ausgeprägte Fronten schnell ziehender Zyklonen handelt, ist der Abstand geringer. Vor allem schmiegt sich dann das Starkwindfeld der Kaltfront enger an als der Warmfront. Die vordere Grenze einer antizyklonal flach ausfließenden Kaltluft entfernt sich andererseits erheblich von dem Verlauf des Strahlstromes.

Ein idealisiertes Bild von der Lage des Strahlstroms im Luftdruckfeld am Boden gibt Abb. 19. Man erkennt, daß im Laufe der Entwicklung einer Zyklone von der

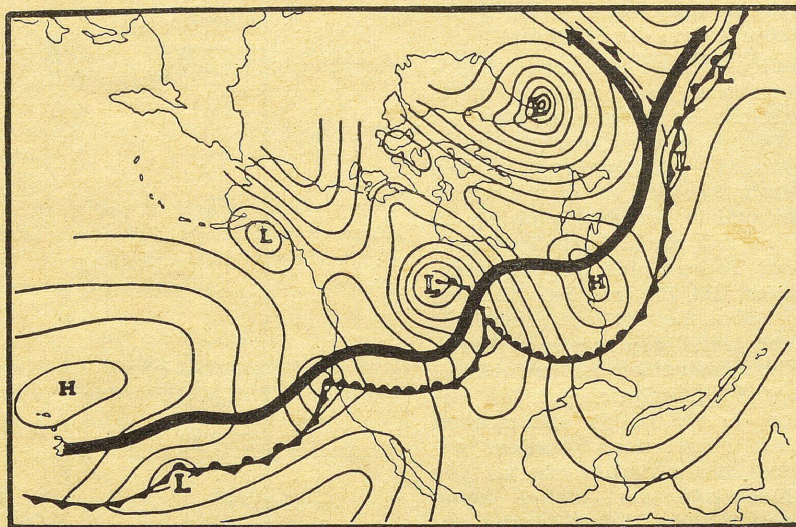


Abb. 19
Der Strahlstrom in seiner Lage zum Bodendruckfeld einer idealisierten Zyklonenfamilie, nach Vedermann (25)

Wellenstörung bis zum stationären Tiefdruckwirbel der Kern des tiefen Druckes von der warmen Seite des Strahlstroms über diesen hinweg bis weit auf seine kalte Seite hinüberwechselt. Für die Bestimmung der Lage des Strahlstroms ist das Stadium des gut aus-

geprägten Warmsektors von besonderer Bedeutung. In diesem Fall verläuft die Achse durch den Tiefkern oder nur knapp nördlich davon. Bei weiter fortgeschrittener Entwicklung des Tiefs schneidet sie das Frontensystem im Okklusionspunkt.

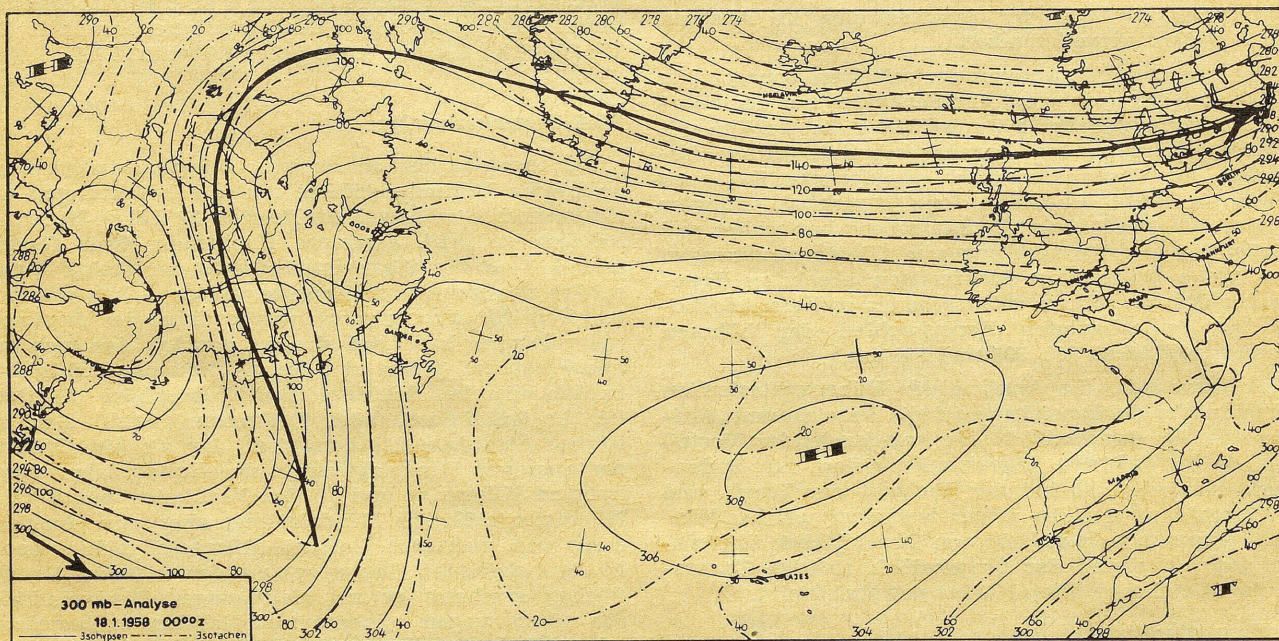


Abb. 20
Lage der Strahlstromachse im Isohypsenfeld der absoluten Topographie 300 mb vom 18. Januar 1958, 0 Uhr GMT (vgl. (27))
Höhenangaben in Hektometern.

Lage der Strahlstromachse im Isohypsenfeld

Betrachtet man die Lage des Strahlstroms relativ zur Luftdruckverteilung in der freien Atmosphäre, so gilt, daß seine Achse weitgehend parallel zu den Isohypsen der absoluten Topographie verläuft, sofern diese zonal angeordnet sind (Abb. 20). An der Flanke von Trog- oder Keilen treten andererseits Überschneidungen zwi-

schen Strahlstromachse und Isohypsen auf. In den Gebieten mit den höchsten Windgeschwindigkeiten liegt die Achse dem tiefen Druck am nächsten und wendet sich in den Abschnitten stromauf- oder stromabwärts dieses Windmaximums zu höheren Isohypsen (Abb. 21). Der dabei entstehende Winkel beträgt selten mehr als 30° .

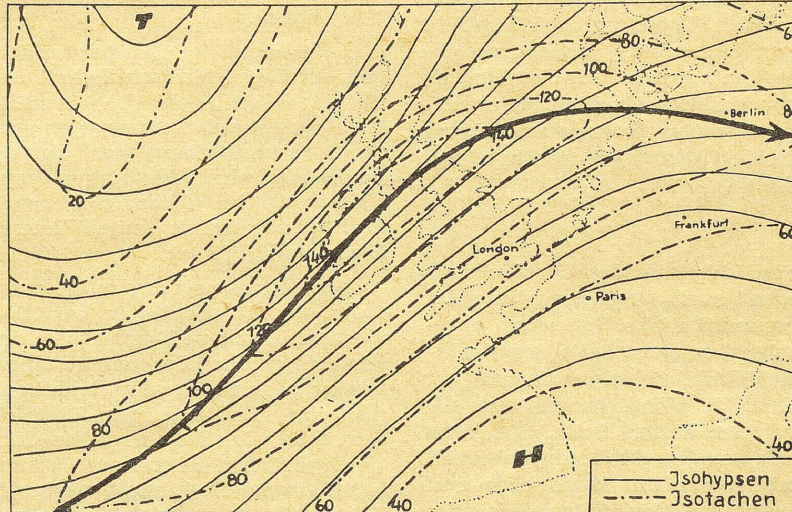


Abb. 21
Verlauf der Strahlstromachse an der Ostseite eines Trog-
es der absoluten Topographie 300 mb vom 18. Oktober 1957,
0 Uhr GMT, nach Reymann (24)

Während in einem trogartig breit ausgebuchteten Isohypsenfeld noch ein zusammenhängendes langgestrecktes Starkwindfeld auftreten kann, ist bei einer Verschärfung des Trog- immer eine Auftrennung in zwei Abschnitte zu beobachten, die sich auf die Flanken des Trog- verteilen. Bei antizyklonaler Krümmung und Hochdruckkeilen ist diese Erscheinung weniger deutlich ausgeprägt.

Isohypsenpersistenz

Von großer Bedeutung ist die Feststellung, daß die Achse des Strahlstroms die Tendenz hat, ihre Höhe über NN von Termin zu Termin beizubehalten, also in der Nachbarschaft einer bestimmten Isohypse zu verharren. Bei einem Kaltluftvorstoß beispielsweise, der eine Ausbiegung der Isohypsen nach Süden bringt, deformiert sich auch die Strahlstromachse in südlicher

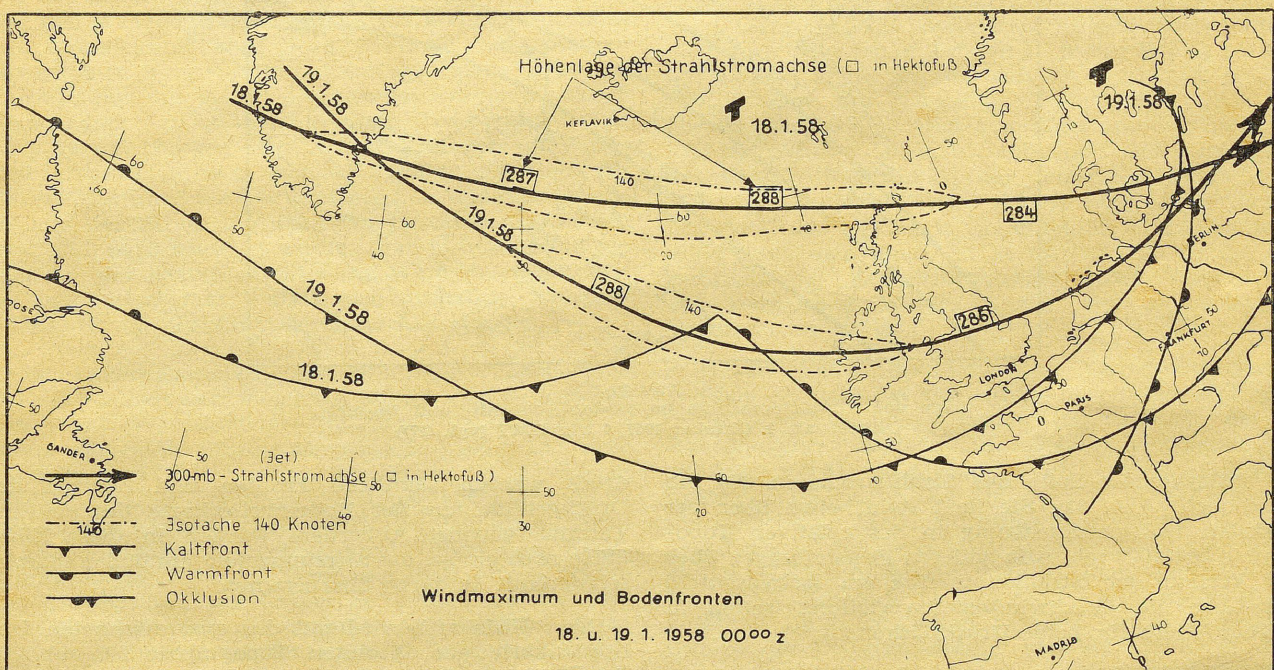


Abb. 22
Isohypsenpersistenz (vgl. (27))

Richtung und verläuft auch in dieser Lage zwischen denselben Höhenlinien wie zuvor (Abb. 22). Man nennt diese wichtige Eigenschaft „Isohypsenpersistenz“.

Lage des Strahlstroms zum Temperaturfeld

Bringt man die Lage des Strahlstroms mit der Temperaturverteilung in der freien Atmosphäre in Zusammenhang, so zeigt sich, daß der Strahlstrom senkrecht über dem Gebiet liegt, in dem der stärkste Temperaturgegensatz in der absoluten Topographie 500 mb zu beobachten ist. Mit dieser Feststellung nahezu gleichbedeutend, aber bei der Isotachenanalyse leichter zu verwerten ist die Tatsache, daß der Strahlstrom unmittelbar neben dem Gebiet stärkster Isohypsendrängung in der relativen Topographie 500/1000 mb verläuft, und zwar auf der kalten Seite.

Isotachen

Neben diesen Eigentümlichkeiten des Strahlstroms hinsichtlich seiner Lage hat auch die Betrachtung der Isotachen selbst einige grundsätzliche Tatsachen ergeben. Auf der antizyklonalen (warmen) Seite des Strahlstroms ist die horizontale Windabnahme senkrecht zur Strömungsrichtung (horizontale Windscherung) im allgemeinen kleiner als auf der kalten Seite. Sie kann nach theoretischen Überlegungen (Strömungsstabilität) einen oberen Grenzwert von etwa 20 Knoten auf 100 km nicht überschreiten. Auf der kalten Seite des Strahlstroms bestehen demgegenüber keine Einschränkungen, und es sind dort Windänderungen von 80 Knoten und mehr auf 100 km beobachtet worden.

Das Gebiet höchster Windgeschwindigkeit innerhalb des Strahlstroms verlagert sich im allgemeinen nur langsam in Richtung der Strömung. Es folgt also z. B. einem schnell ziehenden Bodentief durchaus nicht mit gleicher Geschwindigkeit (Abb. 22). Im Durchschnitt ist nur mit 25 bis 35 km/h zu rechnen. Bei Trog-situationen bleibt es sogar vielfach an derselben Stelle relativ zum Trog liegen.

Änderungen im Temperaturfeld bewirken Änderungen der Windgeschwindigkeit im Strahlstrom. Warmluftadvektion gegen die warme Seite des Strahlstroms bzw. Kaltluftadvektion gegen seine kalte Seite bringen durch Verschärfung der Temperaturgegensätze eine Steigerung der Geschwindigkeiten. Im umgekehrten Fall tritt eine Abschwächung der Temperaturgegensätze und damit eine Verminderung der Windgeschwindigkeit ein.

Diese Grundregeln sind in erster Linie aus dem Studium des Windfeldes in der 300-mb-Fläche gewonnen worden, in einem Niveau also, das in mittleren Breiten der Schicht der höchsten Windgeschwindigkeiten in der Atmosphäre meist sehr nahe benachbart ist. Vergleicht man die Merkmale des Strahlstroms in 300 mb mit dem Bild, das sich in Höhe der 200-mb-Fläche zeigt, so ergibt sich folgender Unterschied: Die Achse des Strahlstroms liegt nicht senkrecht über der Achse in 300 mb. Beide verlaufen zwar weitgehend parallel, die Achse in 200 mb ist aber etwas nach rechts, d. h. auf

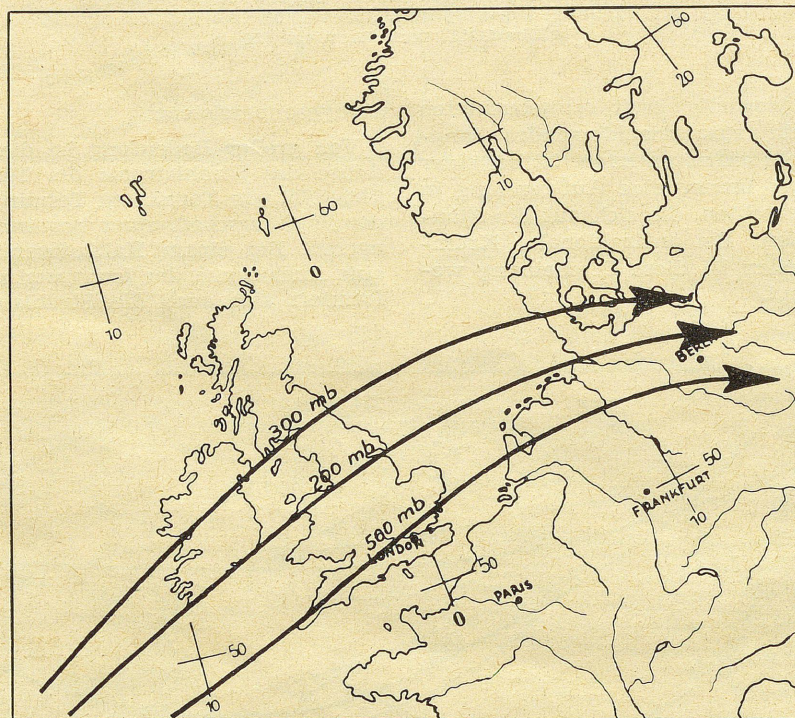


Abb. 23
Lage der Strahlstromachse im 500-mb-, 300-mb- und 200-mb-Niveau am 4. Oktober 1957, 0 Uhr GMT (vgl. (27))

die antizyklonale Seite des Strahlstroms in 300 mb verschoben (Abb. 23). Sie liegt somit etwa über der stärksten Isohypsendrängung in der relativen Topographie 500/1000 mb. Alle anderen Feststellungen über den Verlauf der Strahlstromachse im Isohypsenfeld und über die Geschwindigkeitsverteilung gelten in gleicher Weise für beide Druckflächen.

Isotachenanalyse

Die Isotachenanalyse selbst wird in folgender Weise durchgeführt. Auf einen transparenten Kartenunter-

druck werden sämtliche Fronten und Zentren der Druckgebilde aus der Bodenwetterkarte des gleichen Termins gepaust. Außerdem werden in diese Hilfskarte noch einige, das Strömungsfeld am Boden charakterisierende Isobaren übernommen.

Diese Hilfskarte wird mit der ausgezeichneten Isohypsenkarte der absoluten Topographie 300 mb auf dem Leuchttisch zur Deckung gebracht und die Lage der Strahlstromachse skizziert. In den Gebieten mit ausreichend nahe benachbarten Windbeobachtungen

geschieht das auf Grund dieser Meßwerte. In den weniger gut besetzten Teilen der Karte sind die bereits genannten Gesichtspunkte zu beachten, insbesondere: Lage der Strahlstromachse zur Bodenfront, zu Wellenstörungen, Okklusionspunkten und zur Isohypsendrängung in der relativen Topographie 500/1000 mb.

Sehr wesentlich ist weiterhin der Vergleich mit der Lage der Strahlstromachse in der Isotachenkarte vom Vortermine. Dabei muß vor allem auf die Isohypsenpersistenz geachtet werden.

Anschließend werden die Isotachen festgelegt. Sie werden in Abständen von 20 Knoten gezeichnet. In Gebieten mit zahlreichen Meßwerten ergeben sich dabei wieder keine besonderen Schwierigkeiten, da zwischen den Daten interpoliert werden kann. Die Grenzen der Meßgenauigkeit bringen es mit sich, daß auch bei den Isotachen ähnlich wie beim Zeichnen der Isohypsen bis zu einem gewissen Grade von den beobachteten Geschwindigkeitswerten abgewichen werden darf. Die Streubreite beträgt hier etwa $\pm 20\%$ der Geschwindigkeit. Vereinzelt auftretende stärkere Abweichungen sollen nicht durch eine Deformation der Isotachen berücksichtigt werden. Von Fehlmessungen abgesehen, sind sie eine Folge der inneren Struktur des Windfeldes und für die allgemeine Strömung nicht repräsentativ.

In den Gebieten mit nur spärlichen oder gänzlich fehlenden Meldungen bleibt nichts anderes übrig, als an mehreren Punkten die Windgeschwindigkeit mit dem Gradientwindlineal aus dem Isohypsenabstand zu bestimmen, wobei der Einfluß zyklonaler bzw. antizyklonaler Krümmungen abzuschätzen ist. Aus dem früher erwähnten oberen Grenzwert für die horizontale Windscherung auf der warmen Seite des Strahlstroms folgt, daß dort die Isotachen mindestens den Abstand von 1 Breitengrad haben müssen. Für die kalte Seite läßt sich eine ähnliche Grenzbedingung nicht angeben. Erschwerend für die Konstruktion der Isotachen in diesen Gebieten kommt hinzu, daß gerade hier die Isohypsen der absoluten Topographie oft sehr eng liegen, und daß der seitliche Spielraum, den auch die Aufbaumethode beim Zeichnen der Isohypsen noch läßt, im Verhältnis zum Isohypsenabstand so groß ist, daß die abgeleiteten Windgeschwindigkeiten erheblich von den wahren Werten abweichen können. Aus diesem Grunde muß auch beim Zeichnen der Isotachen ein genauer Vergleich mit der Karte vom Vortermine durchgeführt und gleichzeitig geprüft werden, ob durch Änderungen der Luftmassen- bzw. Temperaturverteilung Verschärfungen oder Abschwächungen im Windfeld eingetreten sein können. Außerdem sind die Grundsätze über die Verlagerung des Windmaximums entlang der Strahlstromachse zu beachten. Schließlich muß noch berücksichtigt werden, daß in den singulären Punkten des Isohypsenfeldes die Windgeschwindigkeit bis auf Null absinkt, woraus sich zusätzliche Anhaltspunkte für das Zeichnen der Isotachen ergeben.

Die Isotachenanalyse der absoluten Topographie 200 mb schließt sich in allen Punkten der beschriebenen Konstruktionsmethode für 300 mb an, nachdem als erstes wieder die Strahlstromachse festgelegt ist. Diese verläuft parallel zur Strahlstromachse in 300 mb in verhältnismäßig geringem Abstand auf ihrer antizyklonalen warmen Seite. Auf die Isotachen übertragen bedeutet das, daß senkrecht über dem Windmaximum der 300-mb-Fläche und über einem gewissen Streifen auf der kalten Seite daneben die Isotachenwerte in 200 mb geringer sein müssen als in 300 mb, während auf der warmen Seite der Strahlstromachse in 200 mb eher etwas höhere Windgeschwindigkeiten als in der 300-mb-Fläche anzutreffen sind.

7. Nebenkarten

Die bisher besprochenen Wetterkarten, die Bodenwetterkarte sowie die absoluten und relativen Topographien, liefern ein Bild vom Zustand und Aufbau der Atmosphäre, wie er im Augenblick der Wetterbeobachtung herrschte. Um von diesem Kenntnis zur Wettervorhersage zu kommen, ist im wesentlichen eine Extrapolation der Vorgänge notwendig, die zu dem aktuellen Wetterkartenbild geführt haben. Man hat daher sein Augenmerk auch auf die Änderungen zu richten, die während eines mehr oder weniger langen Zeitraums vor dem letzten Beobachtungstermin stattgefunden haben. In groben Zügen lassen sich diese zwar durch einfachen visuellen Vergleich mit den zurückliegenden Wetterkarten feststellen. Sobald es aber um Feinheiten, quantitative und flächenmäßige Betrachtungen geht, tritt die Notwendigkeit kartenmäßiger Darstellungen auf.

7.1. Karte der 3stündigen Luftdruckänderungen

Diejenige Karte, die den wichtigsten Einblick in die aktuellen Bewegungs- und Entwicklungstendenzen innerhalb der Atmosphäre vermittelt, ist die Karte der 3stündigen Luftdruckänderungen, kurz: die „Tendenzkarte“. Wie bereits früher erwähnt, sind Art und Betrag der 3stündigen Luftdruckänderung, die von jeder synoptischen Station bestimmt und im Wetterschlüssel gemeldet werden, bereits in die Bodenwetterkarte eingetragen worden. Wegen der großen Bedeutung dieser Angaben werden aber diese Werte zu den synoptischen Hauptterminen noch einmal in einer besonderen Karte zusammengestellt. Die Eintragung erfolgt wie früher beschrieben: Luftdruckfall rot, Luftdruckanstieg schwarz, Art der Änderung entsprechend den Symbolen der Abb. 7 und als Änderungsbetrag die Schlüsselziffer (Zehntelmillibar).

Bei den Druckänderungsmeldungen von Schiffen wird außerdem wie in der Bodenkarte der Schiffskurs durch einen Pfeil gekennzeichnet. Man hat damit die Möglichkeit, die Art der Luftdruckänderung abzuschätzen, die sich allein aus der Bewegung des Schiffes im Luftdruckfeld ergibt (Druckfall bei einem Kurs zum tiefen Druck und umgekehrt), und den eingetragenen Wert sinngemäß zu korrigieren. Es gibt Nomogramme oder auch Tabellen, mit deren Hilfe der Betrag berechnet werden kann, um den sich der Luftdruck bei der Schiffstation nur infolge der Fahrt ändert. Als Bestimmungsstücke benötigt man Kurs und Geschwindigkeit des Schiffes sowie Richtung und Geschwindigkeit des Gradientwindes. Da der tatsächlich herrschende Wind in Höhe des Schiffes aber je nach der vertikalen Temperaturschichtung u. U. erheblich vom Gradientwind abweichen kann, ist es zweifelhaft, ob die Berechnung des Korrekturbetrages unter Verwendung des gemessenen Windes immer eine nennenswerte Verbesserung bringt.

In die Karten der 3stündigen Luftdruckänderung werden — wie bei den schon besprochenen Karten durch Interpolation — Linien eingezeichnet, die die Punkte gleicher Änderung miteinander verbinden. Diese Linien, für die ein Abstand von $10/10$ mb gewählt wird, heißen „Isallobaren“. Die Null-Isallobare wird schwarz, die Isallobaren für Luftdruckanstieg werden blau, für Luftdruckfall rot gezeichnet. Eine so glatte und übersichtliche Linienführung wie bei den Isobaren oder Isohypsen läßt sich hierbei nicht erzielen, da kleine zufällige Ungenauigkeiten bei der Luftdruckmessung infolge der Differenzbildung viel stärker in Erscheinung treten als in der Isobaren- oder Isohypsenkarte. Einzelwerte der 3stündigen Druckänderung, die sich auffällig aus ihrer Umgebung herausheben, sollen je-

doch nachgeprüft werden, indem die Differenz aus dem aktuellen und dem 3 Stunden vorher gemeldeten Luftdruckwert gebildet wird. Ein Vergleich der ausgezeichneten Bodenwetterkarten läßt auch erkennen, ob vielleicht einer der zur Differenzbildung benutzten Luftdruckwerte fehlerhaft ist.

Wie schon bei der Besprechung der Frontenmerkmale (Abschn. 6. 1) erwähnt wurde, ergeben sich im Luftdruckgang an einer Station beim Durchzug einer Front meist irgendwelche Unstetigkeiten. Daraus folgt, daß sich die Fronten im Feld der 3stündigen Luftdruckänderungen abbilden und ihr Verlauf beim Zeichnen der Isallobaren zu berücksichtigen ist. In den Gebieten mit einem dichten Beobachtungsnetz wird der Zusammenhang ohne weiteres deutlich. In der Nachbarschaft einer Front schmiegen sich die Isallobaren ihrem Verlauf an, und je nach Stärke der Front ergibt sich eine enge Bündelung der Isolinien. Diese Konzentration ist vor allem an ausgeprägten Kaltfronten zu finden, da gerade dann, kurz vor dem Luftmassenwechsel, der Luftdruck im allgemeinen noch kräftig fällt, unmittelbar anschließend aber stark steigt. Die Lage der Null-Isallobare ist mit der Front so gut wie identisch. Auf dem Atlantik ist infolge der geringeren Stationsdichte das Isallobarenfeld nicht eindeutig erkennbar. Um so mehr muß man sich beim Auszeichnen dieser Teile der Tendenzkarte der geschilderten Tatsachen bewußt sein und danach verfahren.

Die Lage der Gebiete mit fallendem bzw. steigendem Luftdruck relativ zu den Druckgebilden der Bodenwetterkarte gibt bereits gewisse Hinweise auf die Verlagerung der Fronten und Druckgebilde. Der Kern eines Tiefs wird sich in Richtung zum stärksten Luftdruckfall, das Hoch in Richtung des stärksten Luftdruckanstiegs bewegen. Bei der Ausdehnung solcher Überlegungen auf mehrere Stunden im voraus ist aber zu berücksichtigen, daß sich auch die Druckfall- und -steiggebiete verlagern. Um diese Bewegung abschätzen zu können, ist es vorteilhaft zu wissen, wie die Verlagerung der Änderungsgebiete in der letzten Zeit war. In der Tendenzkarte wird daher zusätzlich durch Pfeile gekennzeichnet, welchen Weg die Zentren der Fall- und Steiggebiete in den letzten 12 Stunden zurückgelegt haben.

Bei der Betrachtung der Tendenzkarte ist zu bedenken, daß die Druckänderungen bis zu einem gewissen Grade durch die Überlagerung des täglichen Luftdruckganges modifiziert sind. Das bedeutet, daß in den Morgenstunden Luftdruckanstieg etwas zu stark, Luftdruckfall etwas zu schwach erscheint, während besonders auf dem Kontinent in den Mittags- und frühen Nachmittagsstunden der Luftdruckfall u. U. stark überbetont wird.

7.2. Karte der 24stündigen Luftdruckänderungen.

Eine andere Karte, die zwar mit dem aktuellen Wetter nicht in so enger Verbindung steht wie die Tendenzkarte, für die Beurteilung der Wetterentwicklung von Tag zu Tag aber doch größte Bedeutung hat, ist die Karte der 24stündigen Luftdruckänderungen. Sie wird im allgemeinen durch graphische Subtraktion gewonnen. Man paust die Isobaren der in Frage kommenden Bodenwetterkarten auf Transparentunterdrucke und bringt diese beiden Karten auf dem Leuchttisch miteinander zur Deckung. In die obere Karte werden anschließend mit Farbstift (Druckfall = rot, Druckanstieg = blau, Nulllinie = grün) die Differenzlinien im Abstand von 5 mb eingezeichnet. Das dabei benutzte graphische Verfahren ist im Abschnitt 6.2.2 näher beschrieben worden. Es ist zweckmäßig, als oberes Blatt die Karte vom früheren Termin zu verwenden. So bleibt die Karte vom aktuellen Termin

unverändert erhalten und kann 24 Stunden später — dann als obere Karte — noch einmal verwendet werden. Schließlich paust man die Differenzlinien auf einen normalen Kartenunterdruck um und zeichnet in Analogie zur Tendenzkarte Pfeile ein, welche die Verlagerung markanter Gebiete (Zentren der Fall- und Steiggebiete, trog- bzw. keilförmige Deformationen usw.) in den letzten 24 Stunden erkennen lassen.

Abgesehen von der Bedeutung der 24stündigen Druckänderungskarte für die spätere Konstruktion der Vorhersagekarte hat die Wahl des 24stündigen Zeitintervalls den Vorteil, daß der tägliche Gang des Luftdrucks ausgeschaltet wird.

Neben den Vorteilen Schnelligkeit, einfache Handhabung und automatisch richtige Darstellung der Isallobaren hat die graphische Subtraktionsmethode einen Nachteil. Die Änderungskarte läßt sich erst konstruieren, wenn die Analyse der Bodenwetterkarte abgeschlossen ist. Wenn es darauf ankommt, den dadurch entstehenden Zeitverlust zu vermeiden, wird die Karte der 24stündigen Änderungen folgendermaßen gezeichnet. Auf einem Kartenunterdruck wird bei möglichst vielen Stationen beispielsweise der um 06 Uhr GMT gemeldete Luftdruck mit Bleistift vermerkt. 24 Stunden später werden diese Werte unmittelbar von den neu einlaufenden Luftdruckbeobachtungen stationenweise subtrahiert, die Bleistiftzahlen entfernt und die Differenzwerte wie üblich rot oder blau eingetragen. Nach diesen Angaben können sofort nach Eingang der synoptischen Meldungen zumindest über den Kontinenten die 24stündigen Isallobaren gezeichnet werden. Zuvor ist bereits die Karte der 24stündigen Änderungen vom 03-Uhr-Termin graphisch ermittelt worden. An Hand dieser Karte werden die 06-Uhr-Isallobaren über dem Atlantik ergänzt, indem das 3 Stunden alte Bild an die aus den aktuellen Beobachtungen der Weterschiffe und Inseln berechneten Werte angepaßt wird. In den meisten Fällen kommt man dabei mit einer geringen Verschiebung der Isolinien zum Ziel. Auch der Anschluß an die Isallobaren über dem Festland macht selten Schwierigkeiten. In Kleinigkeiten mag die so gewonnene Änderungskarte über dem Atlantik von der Wirklichkeit abweichen. Der Zeitgewinn ist aber erheblich (bis zu 1 Stunde) und für den weiteren Arbeitsablauf u. U. wesentlich.

Nach der graphischen Methode werden auch die 24stündigen Änderungen der absoluten Topographien 500, 300 und 200 mb sowie der relativen Topographie 500/1000 mb gezeichnet. Bei übersichtlichen Feldern kann man sich darauf beschränken, die Isohypsen von 8 zu 8 gpdam zu pausen und zu subtrahieren. Die Änderungslinien ergeben sich dann natürlich auch von 8 zu 8 gpdam und die Isolinien im Abstand von 4 gpdam müssen nachträglich eingefügt werden. Die Verlagerung der markanten Gebiete in den letzten 24 Stunden wird schließlich auch wieder durch Pfeile kenntlich gemacht.

Die Isolinien positiver Änderung werden auch hier wie beim Bodendruck blau, diejenigen negativer Änderung rot gezeichnet. Mit dieser Regelung begibt man sich bei der relativen Topographie in einen gewissen Gegensatz zu der sonst üblichen Bedeutung dieser Farben, z. B. bei Klimadarstellungen. Nach den früheren Ausführungen über die Bedeutung der relativen Topographie ist nämlich eine Änderung ihres Isohypsenfeldes einer Temperaturänderung gleichzusetzten in der Weise, daß eine Zunahme/Abnahme um 2 gpdam in der Schicht 500/1000 mb einer Erwärmung/Abkühlung von 1° C entspricht. Während man im allgemeinen gewohnt ist, Wärme bzw. Erwärmung mit der Farbe rot, Kälte bzw. Abkühlung mit blau in Verbindung zu bringen, bedeutet nun in der Änderungskarte der relativen Topographie gerade umgekehrt blau = Erwärmung und rot = Abkühlung. Diese Regelung hat ihren Grund in den später noch zu besprechenden graphi-

schen Rechenoperationen, die durch eine einheitliche Kennzeichnung aller Änderungslinien wesentlich erleichtert wird.

7.3. Advektionskarte.

Während die verschiedenen meteorologischen Elemente am Erdboden leicht und mit großer Genauigkeit gemessen werden können, so daß auch die Bestimmung kurzfristiger Änderungen dieser Größen keine Schwierigkeiten macht, können entsprechende Werte aus der freien Atmosphäre praktisch nicht beschafft werden. Es ist daher auch nicht möglich, in Analogie zu den 3- und 24stündigen Luftdruckänderungen am Boden etwa eine Karte der 3stündigen Temperaturänderung in der freien Atmosphäre als Ergänzung zur 24stündigen Änderung der relativen Topographie 500/1000 mb zu zeichnen. Andererseits ist aber die Kenntnis solcher aktuellen Entwicklungstendenzen bei der Bearbeitung des Vorhersageproblems sehr wichtig.

Ein gewisser Ausweg aus dieser Schwierigkeit ergibt sich bei der Betrachtung der Vorgänge, die zu einer Temperaturänderung in der freien Atmosphäre über einem Punkt der Erdoberfläche führen. Es sind dies Strahlung, Verdampfungs- bzw. Kondensationswärme, Vertikalbewegungen und der horizontale Transport verschiedenartiger Luftmassen über den betrachteten Punkt hinweg. Die einigermaßen richtige Abschätzung der drei erstgenannten Einflüsse bereitet außerordentliche Schwierigkeiten und ist im praktischen Dienst unmöglich. Demgegenüber kann man aber die Temperaturänderung infolge Advektion während eines je nach Wetterlage mehr oder weniger langen Zeitraums auf relativ einfache Art kartenmäßig darstellen.

Grundsätzliche Überlegungen

In Abb. 24a sollen die Linien $p_0, p_1, p_2 \dots$ die Isobaren und $T_0, T_1, T_2 \dots$ Linien gleicher Temperatur (Isothermen) am Boden darstellen. In dem von links nach rechts gerichteten Strömungsfeld, dessen Stärke durch den Isobarenabstand festgelegt ist, wird ein Luftteilchen, das sich anfangs im Punkt A befindet und die Temperatur T_1 besitzt, nach einer bestimmten Zeit

den Punkt B erreichen. Dort herrschte anfangs die Temperatur T_2 . Nach Ablauf der Zeitspanne wird im Punkt B also die Temperaturänderung $T_2 - T_1$ festzustellen sein.

Überträgt man diesen Gedankengang auf die Temperaturänderung in einer Luftschicht, so ergibt sich folgendes: An die Stelle der Isothermen T_0, T_1, T_2 usw. am Boden treten die Linien gleicher Mitteltemperatur $r_0, r_1, r_2 \dots$ in der betrachteten Schicht, beispielsweise zwischen 500 und 1000 mb (Abb. 24b). Sie sind, wie schon mehrfach erwähnt, mit den Isohypsen der relativen Topographie 500/1000 mb identisch. Für die Änderung der Mitteltemperatur ist der Wind verantwortlich, der sich als Mittel aus allen in der Schicht vorkommenden Winden ergibt. Eine solche Mittelung läßt sich im synoptischen Dienst natürlich nicht durchführen. Unter der Annahme aber, daß sich der Wind mit der Höhe linear ändert, ist der gesuchte Mittelwert gleich dem Mittel aus dem Wind in der unteren und oberen Begrenzungsfläche. Diese Winde lassen sich leicht bestimmen. Die Strömung im 1000-mb-Niveau ist festgelegt durch die Luftdruckverteilung am Boden, die wieder durch die Isobaren $p_0, p_1, p_2 \dots$ repräsentiert werden soll. Unter ihrem Einfluß bewegt sich ein Luftteilchen an der unteren Grenze der Luftschicht in der Zeiteinheit von A nach B. Das Strömungsfeld in der 500-mb-Fläche wird durch graphische Addition der Bodendruckverteilung und des Temperaturfeldes $r_0, r_1, r_2 \dots$ (relative Topographie 500/1000 mb) gewonnen und ergibt die Linien $h_0, h_1, h_2 \dots$. Dieser Isohypsenanordnung entspricht die Verlagerung eines Luftteilchens in der Zeiteinheit von A nach C. Ein Vergleich der beiden Windvektoren \vec{AB} und \vec{AC} ergibt den Differenzvektor \vec{BC} , und man kann schreiben

$$\vec{AC} = \vec{AB} + \vec{BC}.$$

Der für die Temperaturänderung in der Schicht zwischen 500 und 1000 mb ausschlaggebende mittlere Wind ist demnach

$$\frac{\vec{AB} + \vec{AC}}{2} = \frac{\vec{AB} + \vec{AB} + \vec{BC}}{2} = \vec{AB} + \frac{\vec{BC}}{2},$$

d. h. er ist gleich der Summe aus dem Gradientwind in 1000 mb und der Hälfte des Windänderungsvektors zwischen 1000 und 500 mb. Wie die Abbildung zeigt, herrscht in den Punkten B und C anfangs die gleiche Mitteltemperatur r_2 , so daß der Differenzvektor \vec{BC} parallel zu den Isothermen verläuft. (Von dieser Tatsache wurde bereits früher bei der Konstruktion der Isohypsen der relativen Topographie (thermischer Wind) Gebrauch gemacht.) Ein solcher Wind kann aber keine Verlagerung dieser Isothermen bewirken. Bei der Bestimmung advektiver Temperaturänderung in der Schicht zwischen 500 und 1000 mb kann demnach der Differenzvektor $\frac{1}{2} \vec{BC}$ außer Betracht bleiben, und man kommt zu dem gleichen Resultat, ob man nun den über die ganze Schicht gemittelten Wind oder nur den Gradientwind im 1000-mb-Niveau zur Verlagerung des Temperaturfeldes benutzt. Analog läßt sich zeigen, daß man auch mit der Strömung in 500 mb verlagern darf. Die Verwendung der Bodenkarte führt aber zu einer übersichtlicheren Kartendarstellung, da die Isohypsen der relativen Topographie von den Bodenisobaren meist unter größeren Winkeln geschnitten werden als von den Isopotentialen der 500-mb-Fläche.

Praktische Durchführung und Deutung

Auf Grund dieser Überlegung ergibt sich die Konstruktion der sogenannten „Advektionskarte“, die es gestattet, die Temperaturänderung durch den horizontalen Transport verschiedenartiger Luftmassen abzuschätzen. Sie ist in Abb. 25 dargestellt. Die ausgezoge-

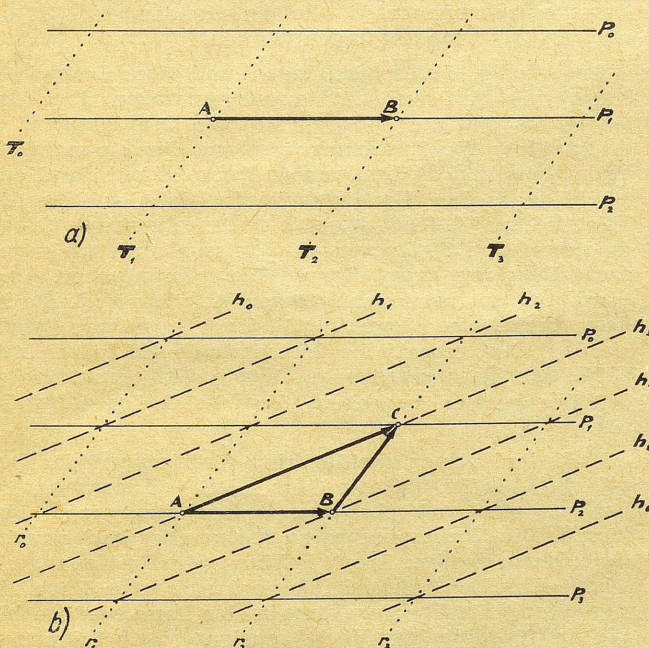


Abb. 24
Zur Bestimmung der advektiven Temperaturänderung
a) am Erdboden
b) in einer Luftschicht

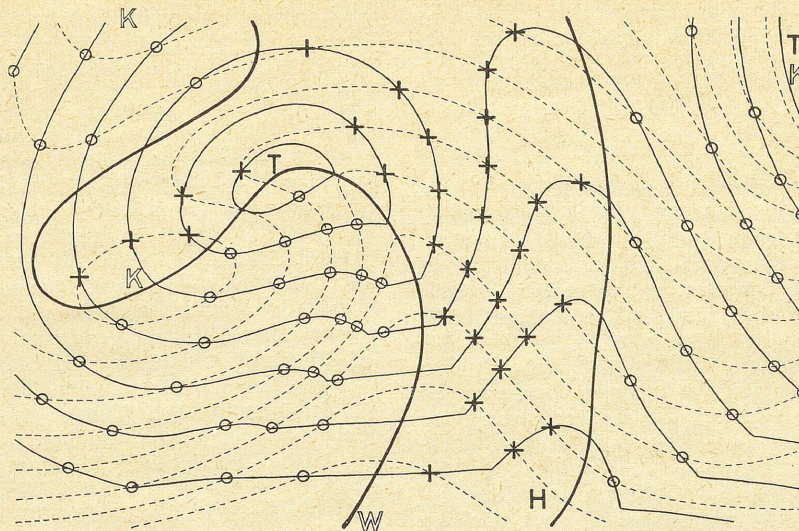


Abb. 25
Advektionskarte
—— Isobaren der Bodenkarte
--- Isohypsen der relativen Topographie 500/1000 mb
+ = Erwärmung
O = Abkühlung

nen Linien sind die Isobaren der Bodenkarte, die gestrichelten die Isohypsen der relativen Topographie 500/1000 mb. Beide werden von den Originalkarten zusammen in einen Transparentunterdruck gepaust (Isobaren schwarz, Isohypsen violett). An jedem Schnittpunkt der Isolinien wird dann vermerkt, welcher Art die Temperaturänderung ist, die der Verlagerung der Isohypsen in Richtung der Bodenströmung entspricht. Dabei wird Erwärmung durch ein (blaues) Kreuz, Abkühlung durch einen (roten) Kreis angezeigt. Schließlich werden die Gebiete mit Kreuzen und Kreisen durch eine, in der Abbildung dick ausgezogene Linie mit der Temperaturänderung Null gegeneinander abgegrenzt. Auf diese Weise werden die Bereiche deutlich, in denen auf Grund von Luftmassentransport mit Erwärmung bzw. Abkühlung zu rechnen ist.

Die Advektionskarte läßt aber nicht nur die Art der Temperaturänderung erkennen, sie gibt auch Auskunft über die Stärke dieser Änderung. Diese ist dem Temperaturgegensatz in Richtung des Windes wie auch der Windgeschwindigkeit direkt proportional. Beide Faktoren finden im Abstand der entsprechenden Isolinien ihren Ausdruck: Je enger diese benachbart sind, desto größer sind Temperaturgegensatz bzw. Wind. Je mehr Linien, desto mehr Schnittpunkte treten aber auch auf. Daraus folgt, daß die Anzahl dieser Punkte auf der Flächeneinheit unmittelbar ein Maß für die Größe der Temperaturänderung ist. Eine quantitative Umrechnung von Anzahl der Schnittpunkte je Flächeneinheit in Grad je Zeiteinheit ist möglich und auch durchgeführt worden (22). Für die Praxis ergeben sich daraus jedoch keine Vorteile, und man begnügt sich mit einer Abschätzung der Advektionsvorgänge.

Die in der Advektionskarte zum Ausdruck kommende Entwicklungstendenz hat selbstverständlich nur solange Gültigkeit, wie sich die Bodendruckverteilung und das Isohypsenfeld der relativen Topographie 500/1000 mb nicht wesentlich ändern. Das ist im allgemeinen für einige Stunden der Fall, so daß man in der Advektionskarte durchaus ein Gegenstück zur Karte der 3stündigen Bodendruckänderungen besitzt. Sie läßt sogar hinsichtlich der weiteren Entwicklung bessere Schlüsse zu als die Druckänderungskarte, da sie bereits die Richtung der künftigen Massentransporte erkennen läßt, während aus der Drucktendenzkarte nur die bereits stattgefundene Bewegung zu sehen ist.

8. Vorhersagekarten.

Bei den synoptischen Überlegungen spielt stets die Luftdruckverteilung die dominierende Rolle. Der Grund dafür ist die mathematisch strenge Beziehung, die zwischen dem Druckgradienten und der Luftbewegung besteht und die es möglich macht, von dem Zustand der Atmosphäre auf die zeitlichen Änderungen dieses Zustandes und auf wetterwirksame Vorgänge zu schließen. Zunächst ist dabei an den Transport der in ihrem Temperaturenbau verschiedenen Luftmassen oder an die Verlagerung der Fronten zu denken, die sich auf das Wetter in dem von ihnen überquerten Gebiet auswirken. Aber auch die Formen des Luftdruckfeldes, Krümmungen der Isobaren bzw. Isohypsen sowie Änderungen des horizontalen Druckgradienten quer zur Strömung (Scherung) oder in Richtung der Strömung (Konfluenz und Diffluenz) geben Anlaß zu Bewegungskomponenten, die entscheidenden Einfluß auf den Wetterablauf haben können.

Aus diesen Zusammenhängen und dem Bestreben, schon möglichst weit im voraus Aussagen über das Wetter zu machen, erklären sich die Bemühungen, in erster Linie die Luftdruckverteilung für einen künftigen Zeitpunkt zu bestimmen. Zwar ist mit der Konstruktion solcher Vorhersagekarten das Problem der eigentlichen Wettervorhersage noch keineswegs gelöst, da neben den Strömungsverhältnissen auch viele andere Faktoren, vor allem Wasserdampfgehalt und Strahlung an den Erscheinungen beteiligt sind, die in dem komplexen Begriff „Wetter“ zusammengefaßt werden. Die synoptische Meteorologie ist jedoch mit Hilfe der Vorhersagekarten ihrem Ziel, zuverlässige Wetterprognosen zu geben, einen beachtlichen Schritt nähergekommen.

Es bedarf keiner ausführlichen Erörterung oder Begründung dafür, daß die Güte aller Vorhersagekarten mit wachsendem Vorhersagezeitraum immer mehr abnimmt. Die Vorhersagekarten haben aber andererseits auch um so weniger Wert, je kürzer der Zeitraum zwischen der aktuellen und der vorhergesagten Lage ist, zumal vom Beobachtungstermin der Ausgangslage bis zur Fertigstellung der Vorhersagekarte etwa 5 Stunden vergehen, so daß sich die tatsächlich nutzbringende Zeitspanne noch dementsprechend verkürzt. Überlegungen dieser Art haben dazu geführt, daß im synoptischen Dienst des DWD nur Vorhersagekarten für 24 Stunden

angefertigt werden. Hinsichtlich der Konstruktionsmethoden ergibt sich daraus zugleich der Vorteil, daß alle Änderungen, die in dem täglichen Gang der meteorologischen Elemente ihre Ursache haben, automatisch ausgeschaltet werden.

8.1. Vorhersage der Bodenwetterkarte.

8.1.1. Verlagerungskarte.

Der erste Schritt auf dem Weg zur Bodenvorhersagekarte ist die Verlagerungskarte. Sie soll auf Grund einfacher und schnell durchzuführender Überlegungen eine erste Vorstellung von der voraussichtlichen Lage der Fronten und Luftdruckzentren vermitteln.

Die Konstruktion dieser Karte beruht auf einer Extrapolation der bisherigen Bewegung. In einen Kartenunterdruck werden die Fronten, Druckzentren, Hochkeile und Tiefdrucktröge zum aktuellen Termin (Ausgangslage), vor 12 und vor 24 Stunden aus den entsprechenden Karten gepaust, wobei der Übersicht halber verschiedene Farben verwendet werden. Die dabei klar zum Ausdruck kommenden Verlagerungstendenzen werden auf die nächsten 24 Stunden ausgedehnt und die daraus folgenden neuen Positionen eingezeichnet. Bei den durch H oder T markierten Druckzentren wird außerdem der jeweilige Luftdruck vermerkt.

Abb. 26 zeigt zwei Beispiele für die Verlagerung eines Tiefs mit seinen Fronten, wobei h der Ausgangslage und (h — 12) bzw. (h — 24) den Positionen zu den früheren Terminen entsprechen. Beispiel a) läßt eine geradlinige Bewegung des Tiefs bei gleichbleibender Geschwindigkeit erkennen. Der Warmsektor hat sich dabei langsam eingeengt, und der Kerndruck ist während der letzten 24 Stunden stetig gefallen. Die Extrapolation mit konstanter Verlagerungsgeschwindigkeit und in gleicher Richtung führt zu dem Punkt (h + 24). Bis dahin dürfte das Frontensystem beginnen zu okkludieren, und der Luftdruck im Kern des Tiefs weiter fallen, so daß dann mit einem Druck von etwa 990 mb im Tiefzentrum zu rechnen ist. Im Beispiel b) ist das Tief in den letzten 24 Stunden auf einer leicht gekrümmten Bahn gezogen. Zugleich ist eine Verzögerung in seiner Bewegung eingetreten und einige Stunden

vor dem aktuellen Termin h hat der Okklusionsprozeß eingesetzt. In diesem Fall ist auf einer wahrscheinlich etwas stärker gekrümmten Bahn zu extrapolieren und die Verlagerungsgeschwindigkeit weiter zu reduzieren. So kommt man zu der Position (h + 24). Das Frontensystem ist bis dahin als weitgehend okkludiert anzunehmen, und im Zusammenhang damit dürfte sich das Tief allmählich auffüllen.

Bei diesen Extrapolationen liefert die Beachtung der Tendenzkarten von den letzten Hauptterminen wertvolle Anhaltspunkte. Wie schon früher gezeigt wurde, kann man aus der Bahn der Änderungsgebiete auf die Zugrichtung und -geschwindigkeit der Druckgebilde schließen. Auch lassen Intensitätsänderungen von Termin zu Termin erkennen, ob die atmosphärischen Vorgänge noch in Verstärkung begriffen sind oder bereits wieder abklingen.

Einige weitere Hinweise bei der Bestimmung von Lage und Intensität der Druckminima und -maxima geben folgende Erfahrungsregeln:

- 1) Tiefdruckausläufer wandern mit Vorliebe in 24 Stunden in das Gebiet der ihnen vorangehenden Hochdruckkeile und umgekehrt (Guilbert-Großmann). Dasselbe gilt für wandernde (kohärente) Hoch- und Tiefdruckkerne.
- 2) Die Zugrichtung einer Warmsektorzyklone entspricht annähernd dem Verlauf der Isobaren im Warmsektor.
- 3) Ein Tiefdruckwirbel bewegt sich etwa in Richtung des über seinen Bereich gemittelten Windes. Zeigt er an einer Seite eine auffallend starke Strömung, so hat er die Neigung, sich in Richtung dieser Strömung zu verlagern.
- 4) Druckgebilde mit senkrechter Achse, d. h. Hoch- oder Tiefdruckgebiete, deren Kern in allen Höhenwetterkarten an der gleichen Stelle liegt, bleiben nahezu stationär. Sie schwächen sich ab.
- 5) Beginnt auf der Westseite eines stationären Tiefs erneut Kaltluftadvektion oder auf der Westseite eines stationären Hochs erneut Warmluftadvektion, so verstärken sich die Druckgebilde wieder und setzen sich westwärts in Bewegung.
- 6) Warmsektorzyklonen vertiefen sich entsprechend der Luftdrucktendenz in der Spitze des Warm-

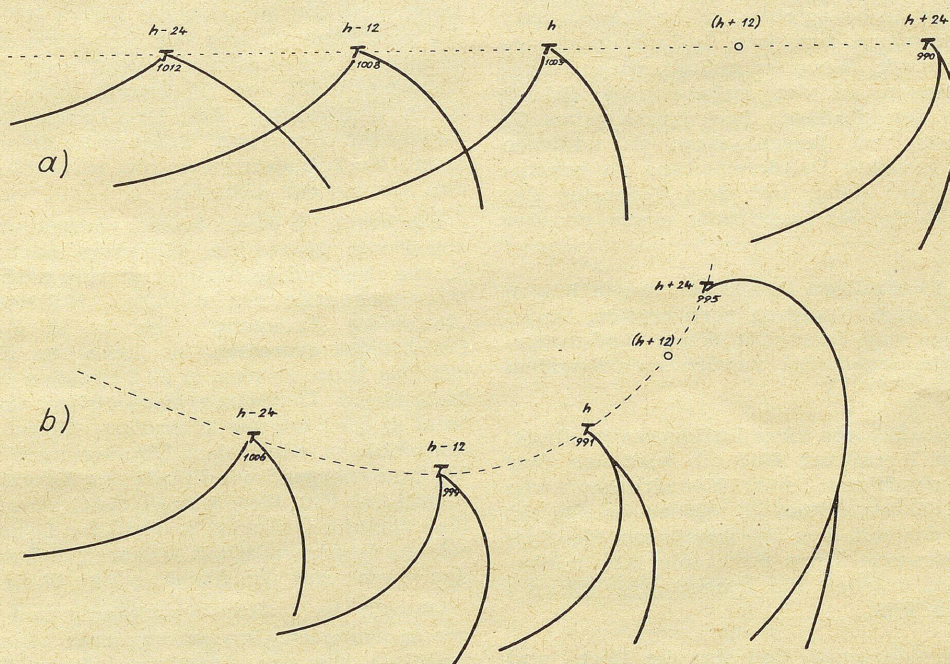


Abb. 26
Verlagerungskarte (Extrapolation der Frontenlage)

sektors. Die Druckabnahme dauert nahezu unverändert auch noch 6 bis 12 Stunden lang an, nachdem der Okklusionsprozeß eingesetzt hat. Anschließend läßt die Vertiefung nach, bzw. die Zyklone beginnt sich aufzufüllen.

- 7) Ein Tiefdruckwirbel verstärkt sich nicht weiter, wenn — meist durch ein nachfolgendes Tief — die Kaltluftzufuhr auf seiner Rückseite unterbunden wird.
- 8) Tiefdruckwirbel pflegen sich beim Übertritt auf das Meer zu verstärken, beim Übertritt auf das Festland abzuschwächen, vor allem in der kalten Jahreszeit.
- 9) Hochdruckgebiete werden durch Warmluftadvektion auf ihrer Westseite gestützt oder sogar verstärkt.
- 10) Kaltluftadvektion gegen die westliche Flanke eines (Höhen)-Hochdruckkeils führt zur Abschwächung des hohen Luftdruckes.
- 11) Warmluftadvektion gegen die Westseite eines (Höhen)-Trogcs hat Luftdruckanstieg in diesem zur Folge.

Um schon möglichst frühzeitig vor Fertigstellung der Bodenkartenanalyse vom Termin h die Verlagerungskarte anfertigen zu können, ersetzt man in der Praxis die Ausgangslage h durch die Karte vom Termin ($h - 3$). Bei der Extrapolation muß man dann natürlich die Lage- und Intensitätsänderungen in den letzten 3 Stunden einkalkulieren. Die dadurch u. U. entstehenden geringen Ungenauigkeiten werden aufgewogen durch den Zeitgewinn, der den weiteren Arbeiten zur Konstruktion der Vorhersagekarte zugute kommt.

8.1.2. Beziehung zwischen den 3stündigen und 24stündigen Luftdruckänderungen

Nachdem die in 24 Stunden zu erwartende Frontenlage skizziert ist, gilt es, die voraussichtliche Luftdruckverteilung zu bestimmen. Diese läßt sich in ihrer Gesamtheit nicht mehr so einfach extrapolieren wie die Bewegung der Fronten. Es wird nämlich notwendig, neben den Verlagerungseffekten auch die Entwicklungsvorgänge, die Verstärkungen und Abschwächungen der Druckgebilde und die daraus folgende Gestaltung des gesamten Isobarenfeldes zu berücksichtigen. Diese Faktoren kommen durchweg in Luftdruckänderungen zum Ausdruck. Wenn es gelingt, diese Änderungen vorherzusagen, ist der entscheidende Schritt zur Konstruktion der künftigen Bodenkarte getan, da man sie nur noch zur Ausgangslage zu addieren braucht, um die gesuchte Druckverteilung zu bekommen. Wir wollen uns daher mit dem Verhalten der Fall- und Steiggebiete des Luftdrucks etwas genauer beschäftigen.

Da die 3- und 24stündigen Druckänderungen letzten Endes auf die gleichen Ursachen zurückgehen, bestehen zwischen Lage und Intensität dieser Änderungsgebiete enge Beziehungen. Sie werden an folgendem Beispiel deutlich.

Abb. 27a zeigt das Schema einer Luftdruckverteilung: Ein Hoch mit dem Kerndruck 1015 mb wird von zwei gleichen Tiefdruckgebieten mit Kerndrucken von 985 mb flankiert. Neben diesen ist wieder jeweils ein Hoch zu denken, das mit dem erstgenannten identisch ist. Die Luftdruckwerte längs der Linie AB, punktweise aufgetragen, ergeben die ausgezogene (Sinus-) Kurve [1] der Abb. 27b.

Wir wollen nun annehmen, daß sich die Hoch- und Tiefdruckgebiete, ohne ihre Intensität oder ihren gegenseitigen Abstand zu ändern, entlang der Linie AB

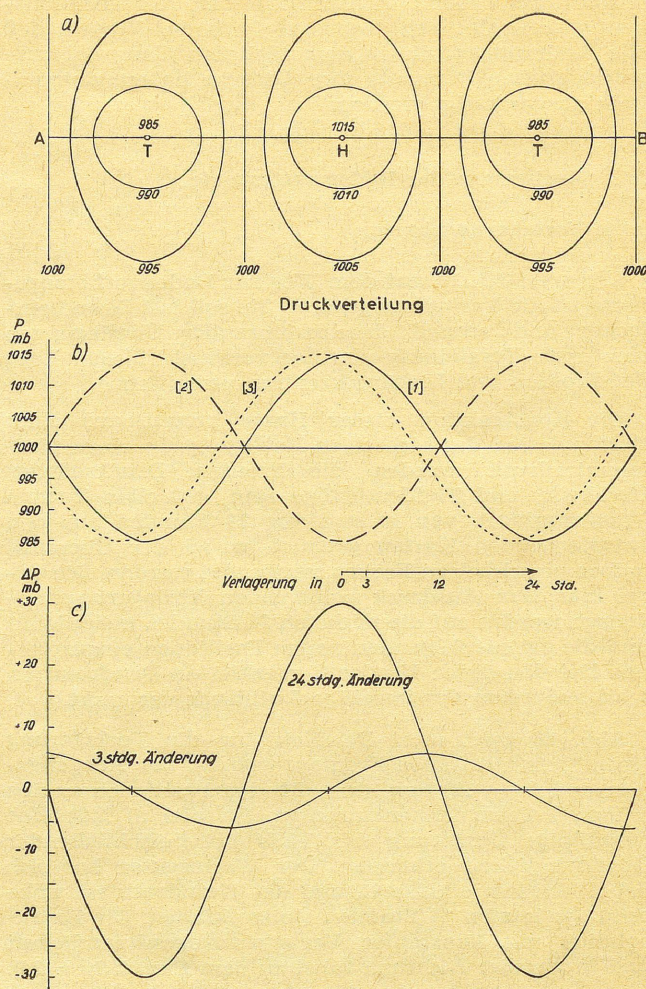


Abb. 27
Zusammenhang zwischen den 3- und 24stündigen Änderungen des Luftdrucks

bewegt haben. Ihre Geschwindigkeit soll dabei so groß gewesen sein, daß dort, wo jetzt ein Hoch liegt, vor 24 Stunden ein Tief zu finden war und umgekehrt. Dann wird die ausgezogene Kurve [1] vor 24 Stunden die gestrichelte [2] und vor 3 Stunden die punktierte [3] gezeichnete Lage gehabt haben. Durch Subtraktion der Druckwerte [2] von [1] kommt man zur 24stündigen, durch Subtraktion der Druckwerte [3] von [1] zur 3stündigen Änderung. Trägt man diese Werte wieder in ein Koordinatensystem ein, so ergeben sich die beiden Kurven der Abb. 27c.

Ein Vergleich dieser beiden Kurven ergibt: 1. Der Abstand von Maximum, Minimum oder Nullstelle der Kurve „24stündige Änderung“ zum nächsten Maximum, Minimum oder zur nächsten Nullstelle der Kurve „3stündige Änderung“, jeweils in Zugrichtung des Druckfeldes gemessen, ist gleich der Strecke, um die sich das ganze System in 10,5 Stunden verlagert; 2. Die 24stündigen Druckänderungsbeträge sind recht genau 5mal so groß wie die 3stündigen. Dieser Umrechnungsfaktor hängt, wie andere Überlegungen zeigen, von der Verlagerungsgeschwindigkeit des Drucksystems ab. Er nähert sich dem Wert 8, wenn die Geschwindigkeit gegen Null absinkt, und wird 0, wenn das Druckfeld mit einer solchen Geschwindigkeit wandert, daß es nach 24 Stunden wieder mit der Ausgangslage übereinstimmt.

Obwohl die Luftdruckverteilung und ihre Änderungen in weitesten Grenzen variieren können, treten Verhältnisse, die den Annahmen dieses Beispiels ungefähr entsprechen, verhältnismäßig häufig auf (Guilbert-Großmannsche-Regel). In der Praxis werden da-

her vielfach mit gutem Erfolg folgende Faustregeln angewendet:

- 1) Dort, wo in 12 Stunden das 3stündige Druckänderungsgebiet liegt, wird in 24 Stunden das entsprechende 24stündige Änderungsgebiet zu finden sein, oder:
Dort, wo die vordere Nullinie eines 3stündigen Änderungsgebietes liegt, wird in 24 Stunden der Kern des entsprechenden 24stündigen Änderungsgebietes zu finden sein.
- 2) Der Betrag der 3stündigen Luftdruckänderung multipliziert mit 5 ergibt annähernd den Betrag der 24stündigen Luftdruckänderung. Da die 3stündigen Isallobaren im Abstand von 1 mb, die der 24stündigen im Abstand von 5 mb gezeichnet werden, stimmt die Anzahl der 3stündigen und der 24stündigen Isallobaren nahezu überein.

Bei der Anwendung dieser Regeln muß man sich stets darüber im klaren sein, daß sie nur dann gelten, wenn sich die Druckänderungsgebiete mit konstanter Geschwindigkeit nach der Guilbert-Großmannschen Regel bewegen und allein auf die Verlagerung der Druckgebilde zurückzuführen sind.

8.1.3. Steuerungskarte

Betrachtet man die Wanderung der Druckfall- und -steiggebiete, wie sie beispielsweise auf den Karten der 24stündigen Druckänderungen erkennbar wird, und vergleicht sie mit der Strömung in Höhe der 500-mb-Fläche während dieser Zeit, so stellt man fest, daß sich die Zentren der Änderungsgebiete recht genau entlang den Isohypsen der absoluten Topographie 500 mb in dem jeweiligen Gebiet verlagern. Man sagt, ihre Bewegung wird von der Luftdruckverteilung in der mittleren Troposphäre „gesteuert“. Diese Beziehung ist um so klarer ausgeprägt, je geradliniger die Höhenströmung verläuft. Sie tritt am wenigsten deutlich in Erscheinung, wenn der Isohypsenverlauf durch irgendwelche — im allgemeinen zyklonale — Zirkulationssysteme deformiert wird und diese selbst in mehr oder weniger schneller Bewegung sind. Bei genauerer Betrachtung zeigt sich, daß diese Regel nicht nur für die Zentren, sondern auch für jeden anderen Punkt der Isallobarenanordnung gilt. Wenn allerdings das Druckänderungsgebiet seine Ursache in der Verlagerung eines Druckgebildes am Boden hat, das auch in der absoluten Topographie 500 mb als selbständiges Zirkulationssystem erscheint, so besteht ein Zusammenhang zwischen Verlagerung der Isallobaren und Isohypsen-

richtung innerhalb dieses Zirkulationssystems nicht. Das ist also stets dann der Fall, wenn das Änderungsgebiet den Gesamtbereich einer markanten Strömungsanordnung, z. B. eines Höhentiefs, weitgehend überdeckt.

Die Geschwindigkeit, mit der sich die Isallobaren verlagern, beträgt im allgemeinen 50 bis 60% des geostrophischen Windes in Höhe der 500-mb-Fläche.

Zur Verwertung dieser Erfahrungssätze in der Vorhersagepraxis wird die sogenannte „Steuerungskarte“ gezeichnet. Sie enthält die Isohypsen der absoluten Topographie der 500-mb-Fläche im Abstand von 8 gpdam, die von der aktuellen Höhenwetterkarte abgepaust werden. Dieses Isohypsenfeld wird ergänzt durch möglichst viele, zumindest alle charakteristischen Höhenwindmessungen aus diesem Niveau, die ebenfalls aus der 500-mb-Karte übernommen werden. Hinzu kommen die Isallobaren der 24stündigen Boden-druckänderungen, die von der Originalkarte in die Steuerungskarte übertragen werden, und auch die Pfeile, aus denen die Bewegung der Druckänderungsgebiete während der letzten 24 Stunden zu ersehen ist. Die Steuerungskarte enthält damit alle Angaben, die zur Verlagerung der aktuellen Isallobarenverteilung nach dem Steuerungsprinzip benötigt werden.

8.1.4. Gradientwinddiagramm und Windweglineal

Zur Auswertung der Steuerungskarte benutzt man das Windlineal, das in Abb. 28 dargestellt ist. Auf Transparentfolie enthält es oben rechts unter der Überschrift „Gradientwind“ das Gradientwinddiagramm. Betrachtet man die Abbildung von rechts, so erkennt man 8 senkrecht verlaufende Geraden. Sie repräsentieren die geographischen Breiten von 20° bis 90°. Auf ihnen sind, immer von der unteren horizontalen Basislinie aus gerechnet, die Abstände markiert, die zwei im Abstand von 8 gpdam gezeichnete Isohypsen auf einer stereographischen Karte im Maßstab 1:20 Mill. bei Windgeschwindigkeiten von 20, 30, 40, 50 . . . km/h haben. Diese Markierungspunkte, miteinander verbunden, ergeben die von links unten nach rechts oben verlaufenden Kurven gleicher Geschwindigkeit.

Um die Stärke des Windes an einem Punkt zu bestimmen, legt man das Diagramm so auf die Karte, daß die Gerade, die der geographischen Breite des betrachteten Punktes entspricht, durch diesen Punkt verläuft und dabei möglichst senkrecht auf den beiden benachbarten Isohypsen (Höhendifferenz 8 gpdam) steht. Sorgt man gleichzeitig dafür, daß der Basispunkt

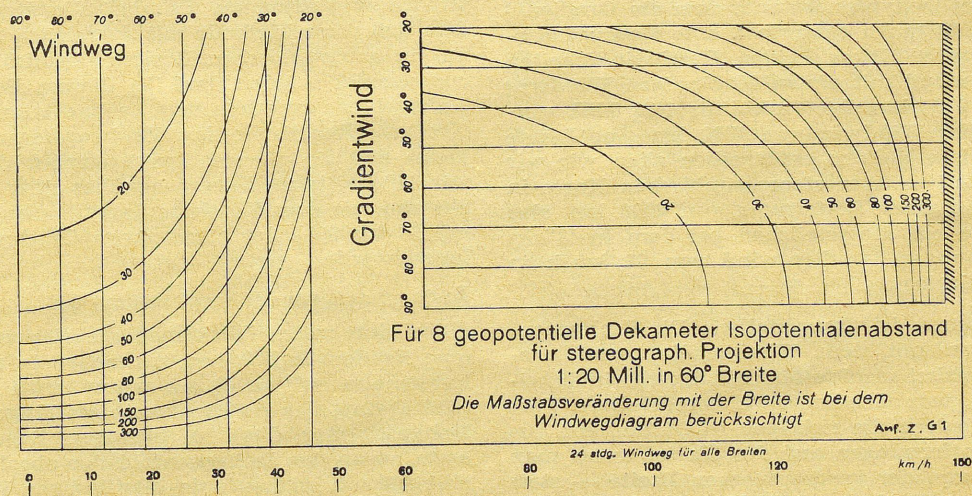


Abb. 28
Windlineal (auf 2/3 verkleinert)

der Geraden auf der einen Isohypse liegt, so ist am Schnittpunkt der anderen Isohypse mit der Geraden die Windgeschwindigkeit in km/h abzulesen.

Dasselbe Diagramm kann auch zur Bestimmung des Windes am Boden verwendet werden (Abschn. 6.1). Es wird dazu unmittelbar auf die Bodenwetterkarte gelegt, und aus dem Abstand zwischen zwei Isobaren mit einem Druckunterschied von 10 mb ergibt sich die Windgeschwindigkeit in Richtung der Basislinie.

Der Berechnung der Isohypsenabstände liegt die Annahme geradliniger, unbeschleunigter und horizontaler Bewegung zugrunde. Neben der Abhängigkeit von der geographischen Breite nach dem Gradientwindgesetz ist auch die Eigenschaft der stereographischen Kartenprojektion berücksichtigt worden, nur in 60° Breite Entfernungen maßstabsgetreu wiederzugeben, nördlich davon aber etwas kleiner und in südlicheren Breiten etwas größer.

Von der Windgeschwindigkeit kommt man durch Multiplikation mit 24 zum Windweg in 24 Stunden, d. h. zu der Strecke, die ein vom Wind mitgeführtes Masseteilchen während eines Tages zurücklegt. Zur Ausmessung solcher Windwege auf der Karte kann man sich unter Berücksichtigung des Kartenmaßstabes ein Lineal herstellen, auf dem an den einzelnen Skalentellen die zugehörigen Windgeschwindigkeiten vermerkt werden. Ein solches Windweglineal läßt sich allerdings auf den stereographischen Karten wegen der schon erwähnten Längenverzerrung nicht allgemein verwenden. Diese hat nämlich zur Folge, daß ein Windweg von beispielsweise 2000 km, der in 60° Breite maßstabsgetreu 10 cm lang erscheint, am Pol in einer Länge von etwa 9,3 cm und in 20° Breite in einer Länge von 13,9 cm abgebildet wird. Man müßte demnach je nach geographischer Breite ein anderes Windweglineal verwenden oder an einem z. B. für 60° Breite geltenden Lineal eine Korrektur anbringen, sobald es in einer anderen Breite verwendet wird. Beides würde im praktischen Dienst eine wesentliche Behinderung darstellen. Diese wird durch einen Kunstgriff vermieden. Um in allen Breiten das gleiche Lineal benutzen zu können, wurden die notwendigen Korrekturen bereits bei der Berechnung eines neuen Winddiagramms angebracht, das nun allerdings keine reellen Geschwindigkeiten mehr liefert. Es ist auf der linken Seite des abgebildeten Windlineals unter der Überschrift „Windweg“ zu finden und sieht dem Gradientwinddiagramm sehr ähnlich. Bei genauerer Betrachtung zeigt sich jedoch, daß dieses Windwegdiagramm bei gleichen Isohypsenabständen nördlich von 60° Breite kleinere und südlich davon größere Windgeschwindigkeiten ergibt als das Gradientwinddiagramm. Z. B. liefert es in 20° Breite bei einem Isohypsenabstand, dem ein Gradientwind von etwa 83 km/h entspricht, eine Geschwindigkeit von 116 km/h. Diese beiden Geschwindigkeiten sind gleichbedeutend mit einem 24stündigen Windweg von 2000 bzw. 2780 km. Im Verhältnis 1:20 Mill. umgerechnet hat der Windweg von 2780 km eine Länge von 13,9 cm. Diese 13,9 cm entsprechen aber, wie wir bereits sahen, auf unserer stereographischen Karte in 20° Breite genau einer Entfernung von 2000 km, also der Strecke, die ein Masseteilchen bei dem in Wirklichkeit herrschenden Gradientwind von 83 km/h in 24 Stunden zurücklegt.

Zusammenfassend ist festzustellen: Die Isohypsenabstände werden mit dem Windwegdiagramm ausgemessen. Die dabei ermittelten Windgeschwindigkeiten sind fiktive, vom Gradientwind verschiedene Werte. Sie liefern jedoch die richtigen in 24 Stunden zurückgelegten Entfernungen auf der Karte, wenn man — unabhängig von der geographischen Breite — stets die am unteren Rand des Windlineals angebrachte Skala benutzt.

Bei der Berechnung der Diagramme wurden durchweg als Längeneinheit „Kilometer“ und als Zeiteinheit „Stunde“ eingesetzt.

In diesem Zusammenhang sei an folgende Definitionen erinnert:

Gradientwind = Horizontalwind, der sich rechnerisch ergibt unter der Annahme von Gleichgewicht zwischen den Horizontalkomponenten der Druckgradientkraft, der Corioliskraft und der aus der Bewegung relativ zur Erde folgenden Zentrifugalkraft.

Geostrophischer Wind = Horizontalwind, der sich rechnerisch ergibt unter der Annahme von Gleichgewicht zwischen den Horizontalkomponenten der Druckgradientkraft und der Corioliskraft.

Zyklostrophischer Wind = Gradientwind.

Ageostrophischer Wind = Differenzvektor zwischen wirklichem Wind und geostrophischem Wind.

Der Berechnung des „Gradientwindlineals“ (Abschn. 6.2.3) und des „Windlineals“ liegen die Annahmen für geostrophischen Wind zugrunde.

8.1.5. Vorhersage der 24stündigen Luftdruckänderungen

Unter Beachtung der in den letzten Abschnitten gewonnenen Erkenntnisse ist es bereits im Prinzip möglich, eine Vorhersagekarte der 24stündigen Luftdruckänderungen zu zeichnen. Man bestimmt mit Hilfe des Windwegdiagramms für markante Punkte der aktuellen Isallobaren die Verlagerungsgeschwindigkeit, verschiebt diese Punkte in Richtung der Isohypsen um die Strecke, die das Windweglineal für etwa 50% dieser Geschwindigkeit angibt, und zeichnet dann die neuen Isallobaren auf einer Transparentkarte, die zuvor mit der Steuerungskarte zur Deckung gebracht wurde.

Anwendung des Windlineals

Die Bestimmung der Verlagerungsgeschwindigkeit kann man sich ersparen, wenn in dem betrachteten Kartenbereich Höhenwindmessungen vorliegen. Diese sind in der Steuerungskarte wie in allen Höhenwetterkarten in Knoten eingetragen. Da 55% einer von Knoten in km/h umgerechneten Geschwindigkeit ziffernmäßig etwa mit dem ursprünglich in Knoten angegebenen Wert übereinstimmen, darf man mit der Maßzahl der Geschwindigkeit in Knoten unmittelbar auf das Windweglineal übergehen, um die Verlagerungsstrecke zu bestimmen. Es muß allerdings betont werden, daß diese Methode mit ausreichender Genauigkeit nur in geographischen Breiten nördlich von etwa 45° angewendet werden darf. In diesem Bereich sind die Unterschiede zwischen dem beobachteten Wind und der Geschwindigkeit, die das Windwegdiagramm liefert, so klein, daß sie vernachlässigt werden dürfen. Südlich von 45° Breite muß demgegenüber stets der Isohypsenabstand mit dem Windwegdiagramm ausgemessen und mit 50 bis 60% der abgelesenen Geschwindigkeit verlagert werden.

Änderungen der Höhenströmung

Auf den ersten Blick mag die Konstruktion der zu erwartenden Isallobaren nunmehr einfach erscheinen. Bei genauerer Überlegung erkennt man jedoch, daß die Verlagerung der Änderungsgebiete längs der aktuellen Isohypsen nur dann zu richtigen Resultaten führen kann, wenn das Isohypsenfeld der absoluten Topographie 500 mb im Laufe des 24stündigen Vorhersagezeitraums konstant bleibt. Meist ist das jedoch nicht der Fall. Man muß daher die Änderungen der Höhenströ-

mung abschätzen und einkalkulieren. Hinweise dazu gibt ein Vergleich der Karten mit den 3stündigen und 24stündigen Druckänderungen. Beide enthalten Pfeile, aus denen die Bewegung der Änderungsgebiete in den letzten 12 bzw. 24 Stunden zu ersehen ist. Abweichungen der Verlagerungsvektoren vor allem auf der aktuellen Tendenzkarte von denen auf der letzten 24stündigen Änderungskarte sind ein Zeichen für eine Änderung der steuernden Strömung.

Auf Umstellungen in der Höhenströmung ist ebenfalls aus der Advektionskarte zu schließen, da Warmluft- oder Kaltluftvorstöße zur Aufwölbung der Isohypsen bzw. zu Trogbildungen führen. Warmluft- oder Kaltluftadvektion kann auch zu einer Drängung der Isohypsen und damit zur Verstärkung der Höhenströmung in einem u. U. langgestreckten Gebiet, d. h. zur Bildung oder Verschärfung einer Frontalzone, führen.

Verlagerung in Trögen und Keilen

Weiterhin hat die Erfahrung gezeigt, daß die Bewegungsrichtung der Druckänderungsgebiete im Fall ausgeprägter Tiefdrucktröge oder Hochdruckkeile in der absoluten Topographie der 500-mb-Fläche vom Isohypsenverlauf zum Teil stark abweicht. Fallgebiete folgen der Höhenströmung um einen Trog zwar recht genau, sie scheren aber im Hochdruckkeil nach der antizyklonalen Seite aus. Umgekehrt pflegen Drucksteiggebiete die antizyklonale Krümmung um einen Hochkeil „auszufahren“, während sie den Trog gern durchqueren.

Zuggeschwindigkeit

Die Verlagerungsgeschwindigkeit der Änderungsgebiete kann außerdem — u. U. beachtlich — von den 50% des geostrophischen Windes abweichen. Diese Feststellung ist z. B. bei einem Druckfallgebiet zu machen, das mit der Ausbildung einer Tiefdruckstörung (junge Wellenstörung) in Verbindung steht. In diesem Fall kann die Verlagerungsgeschwindigkeit 100% des geostrophischen Windes erreichen. Andererseits wurde bereits bei der Erläuterung des Steuerungsprinzips erwähnt, daß eine Beziehung zwischen dem Isohypsenfeld und dem Verlagerungsvektor nicht existiert, wenn das Druckänderungsgebiet groß ist im Verhältnis zu dem steuernden Zirkulationssystem. In solch einem Fall ist die von anderen Faktoren erzwungene Bewegung der Druckgebilde (Umgestaltung der großräumigen Luftdruckverteilung) maßgebend.

In diesem Zusammenhang soll auch folgende Regel erwähnt werden: Der Kern des Drucksteiggebietes in der vielfach recht starken Höhenströmung an der Rückseite eines wandernden Tiefdruckwirbels darf nicht über die Ausgangsposition des Tiefzentrums hinweg verlagert werden, auch wenn es nach der Windgeschwindigkeit im 500-mb-Niveau zu fordern wäre.

Guilbert-Großmann

Von großem Wert bei der Konstruktion des zukünftigen Isallobarenfeldes ist die Tatsache, daß die Luftdruckschwingungen in der Atmosphäre häufig eine Periode von annähernd 48 Stunden haben. Auf die Druckänderungskarten übertragen bedeutet dies, daß etwa dort, wo zum Ausgangstermin ein Druckfallgebiet liegt, 24 Stunden später ein Drucksteiggebiet zu erwarten ist und umgekehrt (vgl. Guilbert-Großmannsche Regel). Voraussetzung dabei ist allerdings, daß keine Entwicklungsprozesse im Gange sind. Wenn die Verlagerungsgeschwindigkeit und der Abstand der Druckgebilde in einem ganz bestimmten Verhältnis zueinander stehen, kann sich die Schwingungsperiode des Luftdrucks von 48 auf 24 Stunden verkürzen mit dem Ergebnis, daß dort, wo heute ein Tief bzw. ein Hoch liegt, 24 Stunden später ein anderes Tief bzw. Hoch liegt. In diesen seltenen Fällen läßt die Karte der 24-

stündigen Luftdruckänderungen die in Wirklichkeit aufgetretenen Druckschwankungen nicht mehr erkennen. Die 3stündigen Luftdruckänderungen sind aber gleichzeitig stark ausgeprägt und machen es möglich, die zu erwartenden 24stündigen Änderungen abzuschätzen (17).

Beachtung der Tendenzkarten

Neben den Besonderheiten, die bei der Verlagerung der Isallobaren zu beachten sind und deren wichtigste soeben behandelt wurden, ist natürlich auch der Einfluß von Entwicklungsprozessen auf Form und Intensität der Druckänderungsgebiete zu berücksichtigen. Auch hier gibt ein Vergleich der Tendenzkarten von den letzten 3 bis 4 Hauptterminen unter sich und mit den Karten der 24stündigen Druckänderungen wertvolle Hinweise. Nach Möglichkeit werden auch die bereits einlaufenden Meldungen über die Luftdruckänderung zwischen dem Ausgangstermin und dem 3 Stunden später folgenden Zwischentermin zum Vergleich herangezogen.

Konfluenz, Diffluenz, Krümmung

Weitere Schlüsse auf Verstärkung oder Abschwächung der Fall- und Steiggebiete können aus der Konfiguration des Isohypsenfeldes der 500-mb-Fläche, d. h. aus der Strömung im 500-mb-Niveau gezogen werden. Dabei spielen Konfluenz und Diffluenz eine entscheidende Rolle, mit anderen Worten, die Frage, ob die Isohypsen in Richtung der Strömung dichter aneinander rücken oder auseinander streben. Die gegebenenfalls auftretenden Effekte sind um so stärker, je größer die Windgeschwindigkeiten bzw. die Geschwindigkeitsdifferenzen in Windrichtung sind. Sie können in der Praxis nur innerhalb von Starkwindgebieten (Frontalzone, Strahlströmen) beobachtet werden. Die Wirkung der Geschwindigkeitsänderung in Strömungsrichtung kann aber auch durch eine zu- oder abnehmende Krümmung der Isohypsen stromabwärts wieder aufgehoben werden. Es ist daher notwendig, auch die Isohypsenkrümmung zu beachten. Es würde zu weit führen, hier alle Erscheinungsformen im einzelnen zu besprechen. Einige Regeln sind am Schluß dieses Kapitels zusammengestellt.

Einflüsse vom Erdboden her

Schließlich ist noch zu erwähnen, daß auch die Beschaffenheit der Erdoberfläche das Verhalten der Druckänderungsgebiete beeinflusst. Hierher gehört die Feststellung, daß sich Luftdruckanstieg, der mit einem hochreichenden Kaltluftvorstoß gekoppelt ist, beim Übertritt auf wärmere Meeresgebiete abschwächt. Dieser Vorgang ist z. B. im Winter bei Kaltluftausbrüchen vom amerikanischen Kontinent auf den Atlantik zu beobachten. Eine ähnliche Erscheinung zeigt sich, wenn ein Kaltlufttropfen auf das warme Meer hinauswandert. Während er auf seinem Weg über Land höchstens von geringfügigen Druckänderungen begleitet wird, setzt in seinem Bereich über dem Wasser Luftdruckfall ein, der um so stärkere Formen annimmt, je größer der Temperaturgegensatz zwischen der Kaltluft und der Wasseroberfläche ist (18).

Regeln

Die wichtigsten Regeln, die bei der Vorhersage der 24stündigen Druckänderungen zu beachten sind, seien hier noch einmal kurz zusammengestellt.

- 1) Die 24stündigen Änderungsgebiete des Bodenluftdrucks verlagern sich weitgehend in Richtung der Isohypsen der absoluten Topographie der 500-mb-Fläche. Ihre Verlagerungsgeschwindigkeit beträgt im allgemeinen 50 bis 60% des geostrophischen Windes in diesem Niveau. Die Druckänderungsgebiete müssen klein sein im

Verhältnis zu dem steuernden Zirkulations-system.

- 2) Haben die Isohypsen der absoluten Topographie 500 mb und die Isobaren der Bodenkarte die gleiche Richtung, so zeigt die Verlagerung der Druckänderungsgebiete nach Richtung und Geschwindigkeit die geringsten Abweichungen von der Höhenströmung.

Mit dieser Regel gleichbedeutend ist:

- 3) Im Anfangsstadium einer Wellenstörung bewegen sich die zugehörigen Änderungsgebiete mit Geschwindigkeiten bis zu 100% der Strömung im 500-mb-Niveau. Mit zunehmender Temperaturadvektion (Deformation des Höhenfeldes gegenüber dem Bodengebiet) nimmt die Verlagerungsgeschwindigkeit ab. Über den Ozeanen ist sie im allgemeinen etwas größer als über den Kontinenten.
- 4) Dort, wo zum Ausgangstermin ein 24stündiges Druckfallgebiet/Drucksteiggebiet liegt, wird im allgemeinen 24 Stunden später ein Drucksteiggebiet/Druckfallgebiet zu finden sein.
- 5) Das Zentrum eines 24stündigen Druckänderungsgebietes liegt im allgemeinen nach 24 Stunden dort, wo das entsprechende 3stündige Änderungsgebiet in 12 Stunden angelangt sein wird, bzw. dort, wo die vordere Nulllinie des 3stündigen Änderungsgebietes zum Ausgangstermin verläuft.
- 6) Zieht der Kern des 3stündigen Änderungsgebietes in 12 Stunden bis zur aktuellen Lage der vorauslaufenden Nulllinie, so wird die 24stündige Luftdruckänderung etwa das 5fache der 3stündigen Änderung betragen. Legt das 3stündige Änderungsgebiet nur die halbe Entfernung zurück, so ist der 7fache Wert zu erwarten. Ist die in 12 Stunden zurückgelegte Entfernung größer, so nimmt der Umrechnungsfaktor auf 3 oder 2 oder noch weniger ab.
- 7) Druckfallgebiete folgen bei ihrer Verlagerung der Richtung zyklonal gekrümmter Isohypsen (Höhentrog) besser als antizyklonalen Krümmungen (Hochkeil wird abgebaut). Drucksteiggebiete folgen bei ihrer Verlagerung der Richtung antizyklonal gekrümmter Isohypsen (Höhenhochkeil) besser als zyklonalen Krümmungen (Trog wird aufgefüllt).
- 8) Druckänderungsgebiete, die in den Bereich diffluenter Höhenströmung wandern, werden dahingehend beeinflusst, daß Fallgebiete etwas nach links, Steiggebiete etwas nach rechts aus der Strahlstromrichtung ausscheren.
- 9) Im Bereich einer diffluenten Höhenströmung tritt Luftdruckfall, im Bereich einer konfluenten Höhenströmung tritt Luftdruckanstieg ein, falls dieser Effekt nicht durch Krümmungsänderungen der Isohypsen aufgehoben wird.
- 10) Wird eine Frontalzone durch seitliche Kaltluftadvektion in einem Abschnitt verstärkt, so verstärkt sich ein vor diesem Advektionsgebiet befindlicher Luftdruckfall erheblich (Dreimasseneck).
- 11) Ein Druckfallgebiet, das in eine stärker zyklonale Umbiegungsstelle der Höhenströmung (Trog-scheitel) einläuft, schwächt sich ab.
- 12) Druckfallgebiete pflegen sich nach Durchlaufen eines Troges zu verstärken. Damit gleichbedeutend ist:
- 13) Die Vorderseite eines Höhentrogs ist ein bevorzugter zyklonogenetischer Ort.
- 14) Im Bereich hochreichender, kräftiger Kaltluftadvektion auf relativ wärmere Meeresgebiete

schwächt sich Luftdruckanstieg ab, oder es tritt Luftdruckfall ein.

- 15) Unter einem vom Festland auf wärmeres Meer übertretenden Kaltlufttropfen bildet sich ein Druckfallgebiet aus.

8.1.6. Bodenvorhersagekarte

Nachdem das Feld der voraussichtlichen 24stündigen Luftdruckänderungen konstruiert ist, wird es graphisch zu der Bodendruckkarte vom Ausgangstermin addiert, und man erhält die gesuchte Luftdruckverteilung für den gleichen Termin des nächsten Tages. Die Ausgangslage wurde vorher unter Fortlassung aller Fronten und sonstigen Symbole auf eine Transparentkarte gepaust.

Bevor die Addition durchgeführt wird, ist es ratsam, einige Kontrollüberlegungen anzustellen. Man vergleicht beispielsweise, ob die vorhergesagten Druckänderungsgebiete in ihrer Lage mit den Vorstellungen übereinstimmen, die man sich bereits beim Entwurf der Verlagerungskarte gemacht hat. Der geübte Meteorologe sieht auch an den beiden übereinander liegenden Karten, ohne die Addition selbst durchzuführen, in welche Positionen die Hoch- und Tiefkerne rücken werden, und vergleicht diese mit der extrapolierten Lage der Verlagerungskarte. Zeigen sich bei diesen Vergleichen wesentliche Unterschiede, so sind alle Schlußfolgerungen noch einmal zu überprüfen und auf der einen oder anderen Karte Korrekturen anzubringen.

Nachdem die graphische Addition durchgeführt ist, werden die Fronten in das neue Isobarenfeld eingefügt. Isobarenknicks im eigentlichen Sinne ergeben sich bei dem graphischen Verfahren nicht. Wohl aber wird im allgemeinen durch stärkere zyklonale Krümmungen der Isobaren der Frontbereich angedeutet. Zur genauen Festlegung des Frontverlaufs nimmt man die Originalkarte der Ausgangslage zu Hilfe und verschiebt die dortigen Fronten an mehreren Punkten um die Strecke, die dem 24stündigen Windweg der frontsenkrechten Bewegungskomponente entspricht. Dabei müssen Änderungen der Isobarenabstände während des Vorhersagezeitraums berücksichtigt werden. Anschließend wird auch hier wieder ein Vergleich mit der Frontenextrapolation der Verlagerungskarte durchgeführt. Bei stärker zyklonalen Krümmungen im Additionsfeld, in die keine schon bestehenden Fronten einlaufen, ist zu prüfen, ob es sich hier um die Neubildung einer Front oder die Verlagerung bzw. Ausbildung eines Troges handeln kann. Bei entsprechender Entwicklung der Druckverteilung können sich auch bisher analysierte Fronten auflösen und werden daher nicht in die Vorhersagekarte übernommen.

Schließlich werden die konstruierten Isobaren, die zunächst fast immer ein recht unruhiges Bild zeigen, geglättet. Dabei sollen die Formen der ursprünglichen Druckverteilung weitgehend berücksichtigt werden. Wie bei allen vorhergehenden Arbeiten wird auch hier der Meteorologe im Vorteil sein, dem auf Grund langjähriger Praxis die Besonderheiten des Luftdruckfeldes bei charakteristischen Wetterlagen vertraut sind.

Allgemein soll zum Schluß noch darauf hingewiesen werden, daß die verschiedenen Überlegungen, die zur Konstruktion der Verlagerungskarte oder der Vorhersagekarte der 24stündigen Druckänderungen führen, nicht unabhängig voneinander angestellt werden dürfen. Der Meteorologe muß stets sämtliche Argumente, die der Ausgangslage zu entnehmen sind, bei der Beurteilung von Teilfragen der Vorhersage beachten, gegeneinander abwägen und bei seinen Entscheidungen hier wie dort in gleicher Weise berücksichtigen.

8.2. Vorhersage der absoluten Topographie der 500-mb-Fläche

8.2.1. Verlagerungskarte

Um schon möglichst frühzeitig vor Fertigstellung der Vorhersagekarte der absoluten Topographie 500 mb eine Vorstellung von der künftigen Isohypsenanordnung zu bekommen, zeichnet man auch hier ähnlich wie bei der Bodenvorhersagekarte zunächst eine Verlagerungskarte. Aus den Originalkarten der 500-mb-Topographie vom Ausgangstermin und von zwei in gleichen Zeitintervallen früher liegenden Terminen werden charakteristische Isohypsen abgepaust. Wichtig dabei ist, daß allen drei Karten nur Isolinien mit gleichen Höhenwerten entnommen werden. Um die Darstellung einigermaßen übersichtlich zu halten, wählt man im allgemeinen einen Isohypsenabstand von 16 gpdam. Weiterhin werden die Lage der Hoch- und Tiefdruckkerne übernommen und die Position der Hochkeil- und Trogachsen markiert. Die Wahl der früheren Termine hängt von der Geschwindigkeit ab, mit der sich das Isohypsenfeld geändert bzw. verlagert hat. Ist diese groß, so werden die Termine h , $h - 12$ und $h - 24$ genommen, sonst h , $h - 24$ und $h - 48$. Das auf diese Weise entstandene Kartenbild läßt die bisherigen Verlagerungsgeschwindigkeiten und Intensitätsänderungen der Druckgebilde erkennen, die zu extrapolieren sind, um den Verlauf der Isopotentialen zum Termin $h + 24$ zu entwerfen. Abb. 29 zeigt ein Beispiel, das allerdings aus Gründen der Übersichtlichkeit etwas vereinfacht werden mußte. So sind die Isohypsen im Abstand von 32 gpdam gezeichnet, und es fehlt die Lage vom Termin $h - 12$ bzw. $h - 48$, die man sich aber unschwer vorstellen kann.

Beim Entwurf der Verlagerungskarte ist neben der reinen Bewegungsextrapolation auch wieder auf Entwicklungsprozesse bzw. thermische Vorgänge zu achten, die eine grundsätzliche Umgestaltung der Isohypsenanordnung und in gewissem Sinne eine Unstetigkeit im Bewegungsvorgang verursachen können. Sie werden sichtbar in der Advektionskarte, die die Stoßrichtung und Intensität von Warm- und Kaltluftströmen erken-

nen läßt und auf die Deformationen des Isohypsenfeldes hindeutet. Gleichzeitig sind auch die Bodendruckänderungen zu berücksichtigen, die von nicht geringer Bedeutung für die Gestaltung der absoluten Topographie sind. Die Konstruktion der Verlagerungskarte stellt demnach bereits nicht geringe Anforderungen an das Kombinations- und Vorstellungsvermögen des Meteorologen.

8.2.2. Vorhersage der relativen Topographie 500/1000 mb

Ebenso wie die aktuelle absolute Topographie der 500-mb-Fläche nach der Aufbaumethode durch graphische Addition der Bodendruckverteilung und der relativen Topographie 500/1000 mb gewonnen wird, erhält man auch die 500-mb-Topographie für den Folgetag durch Kombination der künftigen Bodendruckverteilung mit der prognostizierten relativen Topographie 500/1000 mb. Nach Fertigstellung der Bodenvorhersagekarte besteht das Problem also darin, die mittlere Temperaturverteilung in den unteren 5 km der Atmosphäre vorherzubestimmen oder aber auch, wenn man den Gedankengängen bei der Vorhersage der Bodenkarte folgt, die Temperaturänderungen während des Vorhersagezeitraums abzuschätzen.

Verlagerung der Isohypsen

Die erste Methode besteht aus einer Verlagerung der aktuellen Isolinien der relativen Topographie mit dem Gradientwindfeld, das sich aus der aktuellen und vorhergesagten Bodendruckverteilung ergibt. Diesem Verfahren liegen die gleichen Überlegungen zugrunde, wie sie bereits bei der Besprechung der Advektionskarte angestellt wurden (vgl. 7.3). Die Erfahrung hat gezeigt, daß man die Höhenlinien im Mittel nur mit 75% des geostrophischen Windes am Boden verschieben darf. Der Grund dafür liegt einmal in den vereinfachenden Annahmen über die Temperatur- und Windverteilung in der betrachteten Schicht, zum anderen aber auch darin, daß Wärmezufuhr vom Erdboden her, Kondensationswärme und Vertikalbewegungen dauernd an der Gestaltung des Temperaturfeldes beteiligt sind.

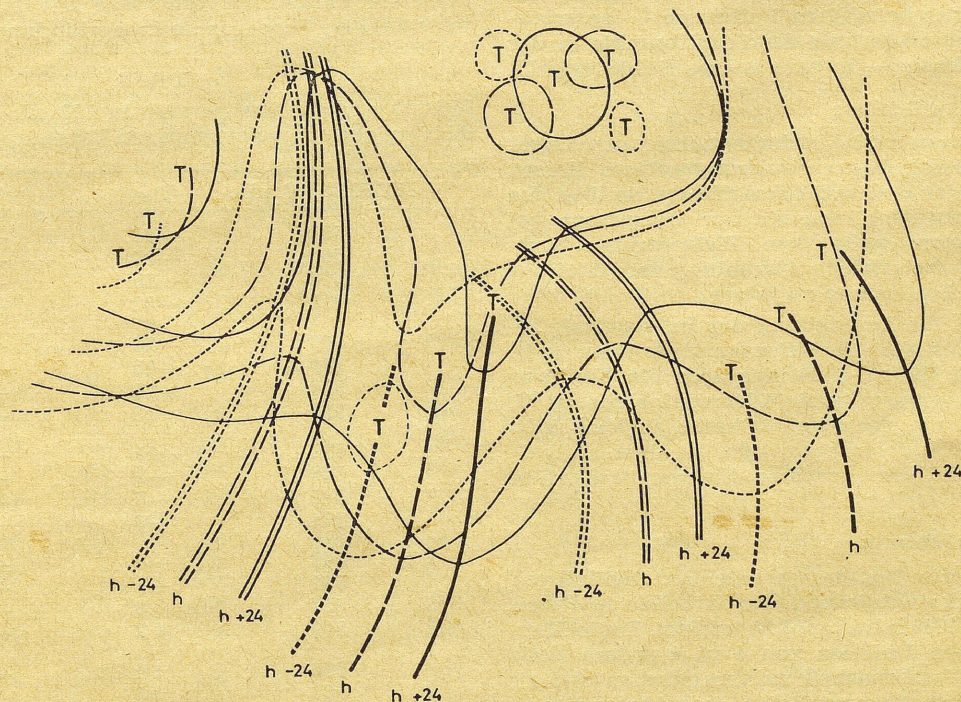


Abb. 29
Verlagerungskarte (Extrapolation des Isohypsenfeldes)

Verlagerung der Änderungsgebiete

In der Praxis wird das Verfahren, das die Temperaturänderungen in den Vordergrund stellt, angewendet. Auf die Karte der letzten 24stündigen Änderungen der relativen Topographie 500/1000 mb wird eine Transparentkarte gelegt, in die zuvor die Fronten aus der Bodenvorhersagekarte für den zu prognostizierenden Termin übernommen wurden. Auf diesem Deckblatt wird dann das Bild der voraussichtlichen Änderungen während des Vorhersagezeitraums (Isalohypsenabstand 4 gpdam) entworfen. Erschwerend wirkt sich dabei die Tatsache aus, daß es keine Kartendarstellung gibt, die bei der Verlagerung der Änderungsgebiete eine ähnliche Rolle spielen könnte wie die absolute Topographie 500 mb bei der Verlagerung der 24stündigen Isalobaren des Bodendrucks. Man ist daher angewiesen auf eine genaue Interpretation der Bewegung und der Intensitätsänderungen während der letzten 24 Stunden und ihre Extrapolation unter Beachtung der Hinweise, die die Advektionskarte liefert.

Verwendung der Advektionskarte

Bei der Auswertung dieser Advektionskarte dürfen die Schwächen, die ihr anhaften, nicht übersehen werden. Z. B. kann sich durch eine orographisch bedingte Deformation des Bodendruckfeldes das Bild einer Advektion ergeben, die den Tatsachen keineswegs entspricht. Auch wird die Bedeutung des Luftmassentransports bei gewissen Temperatur- und Druckanordnungen stark überbetont (Nordseite eines Tiefs) oder nicht deutlich genug herausgestellt. Trotzdem haben sich im täglichen Dienst einige Regeln herausgebildet, die in vielen Fällen mit gutem Erfolg benutzt werden können. Sie besagen:

- 1) Dort, wo in der relativen Topographie eine Warmluft/Kaltluftzunge liegt, ist in den folgenden 24 Stunden mit Abkühlung/Erwärmung zu rechnen (vgl. Guilbert-Großmannsche Regel).
- 2) Das Zentrum eines Änderungsgebietes liegt nach 24 Stunden im allgemeinen auf der vorderen Nulllinie des zugehörigen Advektionsgebietes (vgl. Regel 5 im Abschn. 8.1.5).
- 3) Intensive Änderungsgebiete pflegen ihre Verlagerungsrichtung beizubehalten, es sei denn, daß der Hauptstoß der beteiligten Luftmasse — angedeutet durch eine Häufung der Schnittpunkte in der Advektionskarte — in eine andere Richtung geht.

Bedeutung der Frontenlage

Weitere sehr wertvolle Anhaltspunkte zur Lagebestimmung der künftigen Änderungsgebiete liefern die Fronten aus der Bodenvorhersagekarte. So liegt das Haupterwärmungsgebiet kurz vor der Warmfront, bei Warmsektorzyklonen nahe dem Tiefzentrum. Demgegenüber pflegt die stärkste Abkühlung der Kaltfront erst in größerer Entfernung zu folgen.

Schwieriger ist die Feststellung der Intensitätsänderungen. Wenn auch die Advektionskarte Argumente in dieser Beziehung liefert, sind hier doch die Einflüsse von Vertikalbewegungen und Wärmeaufnahme u. U. von einer Größe, die sich objektiv kaum angeben läßt. Der Meteorologe ist daher mehr oder weniger auf seine Erfahrung und ein gewisses Fingerspitzengefühl angewiesen.

Praktische Durchführung

Die fertiggestellte Vorhersagekarte der 24stündigen Änderungen wird anschließend zur aktuellen relativen Topographie 500/1000 mb graphisch addiert. Beide Karten enthalten zwar Isolinien von 4 zu 4 gpdam, doch werden, um die Zeichenarbeit zu vereinfachen und zu beschleunigen, nur Summenlinien im Abstand von 8 gpdam gezeichnet. Diese neuen Isohypsen müssen auch wieder, wie früher die Isobaren der Bodenvorher-

sagekarte, geglättet werden, wobei zwei Dinge zu beachten sind. Das neue Feld soll erstens in einer vernünftigen Beziehung zur ursprünglichen Isohypsenverteilung stehen, zweitens muß es sich aber auch der Lage der vorhergesagten Bodenfronten anpassen (Abschn. 6.2.1). Bei dieser Angleichung, die zweckmäßigerweise am Paustisch durchgeführt wird, lassen sich hin und wieder kleine Korrekturen nicht vermeiden.

Es folgt dann die Addition dieser relativen Topographie 500/1000 mb zur Bodenvorhersagekarte, die zuvor in recht vereinfachter Form auf eine neue Karte gepaust wurde. Sie enthält keine Fronten und, um auf die gleiche Intervallbreite wie die relative Topographie zu kommen, nur die Isobaren im Abstand von 10 mb, die in der schon bekannten Weise den Höhen der absoluten Topographie 1000 mb entsprechend beziffert sind. Das neue Summenfeld (absolute Topographie 500 mb) wird wiederum geglättet und dabei mit dem vorhergesagten Isohypsenverlauf der Verlagerungskarte verglichen. Bei stärkeren Unterschieden bleibt es dem Urteil des erfahrenen Synoptikers überlassen, die wahrscheinlichste Lösung zu finden. Im allgemeinen wird er, wenn die aktuellen Karten keine Anzeichen nennenswerter Entwicklungsprozesse erkennen lassen, der Verlagerungskarte größeres Gewicht beimessen. Im Fall von Umstellungslagen wird er sich dagegen enger an das Resultat der Aufbaumethode halten. Schließlich werden wieder die Isohypsen im Abstand von 4 gpdam eingefügt.

8.2.3. Temperaturvorhersage

Mit der Entwicklung des modernen Düsenluftverkehrs ist es notwendig geworden, die Vorhersage der Höhenströmung durch Angaben über die voraussichtlichen Temperaturverhältnisse in den verschiedenen Hauptisobarenflächen zu ergänzen. Die Lösung des damit angesprochenen meteorologischen Problems verlangt die Abschätzung der vier für die Temperaturentwicklung ausschlaggebenden Faktoren: Advektion, Vertikalbewegung, Kondensation und Strahlung. Diese gleichen Einflüsse sind aber auch für die Gestaltung der relativen Topographie entscheidend, so daß es nahe liegt, die Temperaturvorhersage mit der vorhergesagten relativen Topographie in Verbindung zu bringen.

Tab. 1

Mittelwerte der Temperatur in 700 mb und 500 mb in Abhängigkeit von der relativen Topographie 500/1000 mb

RT 500/1000 mb	T ₇₀₀	T ₅₀₀
500	—29	—45
504	—27	—42
508	—25	—39
512	—22	—37
516	—20	—35
520	—18	—33
524	—15	—31
528	—13	—29
532	—11	—27
536	—9	—25
540	—7	—23
544	—5	—21
548	—3	—19
552	—1	—17
556	0	—15
560	+2	—13
564	+4	—11
568	+6	—9
572	+8	—8
576	+10	—6
580	+12	—5

Statistische Untersuchungen (15,19) haben gezeigt, daß die Temperatur in der 500-mb(700-mb)-Fläche und die relative Topographie 500/1000 mb im allgemeinen eng miteinander gekoppelt sind. Dieser Zusammenhang ist in Tabelle 1 niedergelegt. In Übereinstimmung damit hat sich aus anderen Arbeiten (15, 16) ergeben, daß auch zwischen den 24stündigen Änderungen der Temperatur im 500 - mb - (700 - mb) - Niveau und den 24stündigen Änderungen der relativen Topographie 500/1000 mb eine lineare Beziehung besteht in der Form, daß einer Änderung dieser Topographie um ± 2 gpdam im Mittel eine Temperaturänderung von $\pm 1^\circ\text{C}$ entspricht. Beide Beziehungen gelten, wie alle statistisch gewonnen Ergebnisse, jedoch nur für mittlere Verhältnisse. Will man sie mit größtmöglichem Erfolg bei der Prognose im Einzelfall anwenden, so benötigt man zusätzliche Angaben über die derzeitige Temperaturschichtung. Diese sind absolut zuverlässig nur den aktuellen Temperaturmessungen zu entnehmen. Man beschränkt sich daher auf die Temperaturvorhersage an einzelnen Punkten und wählt dazu bestimmte aerologische Landstationen und die atlantischen Weterschiffe.

Eine dritte, völlig andere Methode, Aussagen über die Temperaturentwicklung in der freien Atmosphäre zu machen, hat sich aus der synoptischen Praxis ergeben. Es hat sich nämlich gezeigt, daß sich das Temperaturfeld in einer absoluten Topographie relativ zum Isohypsenfeld in 24 Stunden kaum ändert. Jeder Höhenlinie, vor allem im Bereich von Trögen und Hochdruckkeilen, haftet also gewissermaßen eine bestimmte Temperatur an, die sie bei der Verlagerung der Druckgebilde „mitbringt“. Für die Anwendung dieses Erfahrungssatzes ist der Ausdruck „visuelle Methode“ gebräuchlich.

Im praktischen Dienst geht man bei der Temperaturvorhersage demnach folgendermaßen vor:

- 1) An den festgelegten Punkten werden der vorhergesagten relativen Topographie 500/1000 mb die Höhenwerte entnommen und mit Hilfe der Tabelle 1 in Temperaturen umgewandelt.
- 2) Die an den verschiedenen Punkten vorhergesagte 24stündige Änderung der relativen Topographie 500/1000 mb wird nach der Gleichung ± 2 gpdam $= \pm 1^\circ\text{C}$ in eine Temperaturänderung umgerechnet und diese zur aktuellen Temperatur addiert.
- 3) Die Temperaturverteilung in der aktuellen absoluten Topographie wird in Übereinstimmung mit der Wanderung der Druckgebilde, die sich aus der vorhergesagten absoluten Topographie ergibt, verlagert. An den vorgegebenen Punkten wird die zu erwartende Temperatur abgelesen.

Auf diese Weise kommt man auf verschiedenen Wegen zu Temperaturangaben, die schon vielfach recht gut übereinstimmen. Beachtet man außerdem, in welchem Maße der vertikale Temperaturgradient bereits am Ausgangstag vom Normalwert (etwa $6^\circ/1000$ m) abweicht und wie er sich zum Folgetag ändern wird, woraus sich bei Stabilisierung höhere und bei Labilisierung niedrigere Temperaturen ergeben, so läßt sich fast in allen Fällen die gesuchte Temperatur mit guter Genauigkeit angeben. Sie wird an der betreffenden Station in die Vorhersagetopographie eingetragen.

8.3. Vorhersage der absoluten Topographie der 700-mb-Fläche

Die Konstruktion der Vorhersagekarte 700 mb geht von der Tatsache aus, daß die 700-mb-Fläche eine mittlere Höhe zwischen der 1000-mb- und der 500-mb-Fläche einnimmt. Setzt man durchschnittliche Temperaturverhältnisse in der Atmosphäre voraus (10°C bei 1000 mb und eine Temperaturabnahme von 6°C auf 1000 m Höhe) und vergleicht dann die Höhe der 700-mb-Fläche mit dem arithmetischen Mittel aus den Höhen der 1000-mb- und 500-mb-Fläche, so zeigt sich, daß die 700-mb-Fläche nur 16 gpdam höher liegt (21). Man braucht daher nur eine Korrektur von +16 gpdam an der aus den Vorhersagekarten 1000 und 500 mb graphisch gewonnenen Mittelkarte anzubringen, um mit guter Annäherung die absolute Topographie 700 mb zu erhalten. Nennenswerte Fehler treten dabei nur in den Gebieten auf, in denen die Temperaturschichtung in der Atmosphäre von den normalen Verhältnissen erheblich abweicht.

In der praktischen Durchführung dieses Gedankens paust man auf eine Karte erstens die Isohypsen der absoluten Topographie 500 mb im Abstand von 8 zu 8 gpdam und wählt dazu die Höhenlinien ... 524, 532, 540, 548, 556 ... Zweitens übernimmt man aus der Bodenvorhersagekarte die Isobaren ... 995, 1005, 1015, 1025 ... mb, die in ... -4, +4, +12, +20 ... gpdam umbeziffert werden. Diese beiden Felder werden graphisch addiert. Die Summenlinien sind dann Isohypsen der absoluten Topographie 700 mb im Abstand von 4 gpdam. Durch die Wahl der Ausgangsfelder erreicht man, daß sich für diese Isohypsen wieder wie in den früher besprochenen Topographien Höhenwerte ergeben, die durch 4 teilbar sind. Man entnimmt sie am einfachsten der Tabelle 2, die für die Höhe der 1000-mb- und der 500-mb-Fläche gleich unter Einrechnung der Korrektur von +16 gpdam die Höhe der 700-mb-Fläche liefert.

Tab. 2
Bestimmung der Höhe der 700-mb-Fläche aus der
Höhe der 500-mb- und der 1000-mb-Fläche

		1000-mb-Fläche								
		-28	-20	-12	-4	+4	+12	+20	+28	+36
500-mb-Fläche	500	252	256	260	264	268	272	276	280	284
	508	256	260	264	268	272	276	280	284	288
	516	260	264	268	272	276	280	284	288	292
	524	264	268	272	276	280	284	288	292	296
	532	268	272	276	280	284	288	292	296	300
	540	272	276	280	284	288	292	296	300	304
	548	276	280	284	288	292	296	300	304	308
	556	280	284	288	292	296	300	304	308	312
	564	284	288	292	296	300	304	308	312	316
	572	288	292	296	300	304	308	312	316	320
	580	292	296	300	304	308	312	316	320	324
	588	296	300	304	308	312	316	320	324	328

Wegen der schon erwähnten Abweichungen, die in den Kerngebieten von Hoch und Tief infolge andersartiger Temperaturschichtung auftreten können, wird die Vorhersagetopographie mit der aktuellen Lage verglichen, woraus sich hin und wieder kleinere Korrekturen ergeben können.

Schließlich werden noch die Temperaturen an den festgelegten Stationen vorhergesagt und in die Topographie eingetragen. Das dabei benutzte Verfahren ist das gleiche wie bei 500 mb, so daß sich eine Erläuterung an dieser Stelle erübrigt.

8.4. Vorhersage der absoluten Topographie der 300-mb-Fläche

Auch die Vorhersage der absoluten Topographie 300 mb beginnt mit der Konstruktion der Verlagerungskarte. Gegenüber der besprochenen Verlagerungskarte 500 mb treten dabei keine grundsätzlich neuen Gesichtspunkte auf, so daß wir uns gleich den weiteren Arbeiten zuwenden können.

Beziehung zwischen den relativen Topographien

Man geht dabei von der Erfahrungstatsache aus, daß die relativen Topographien 500/1000 mb und 300/500 mb sich weitgehend ähnlich sind. Eine genauere Untersuchung dieses Zusammenhangs (19, 28) hat gezeigt, daß im Mittel folgende lineare Beziehung besteht:

$$r_{3/5} = 0,53 \cdot r_{5/10} + 70 \approx \frac{2}{3} \cdot r_{5/10} \quad [1]$$

Hierbei ist $r_{3/5}$ der Abstand zwischen den Drucken 300 und 500 mb, $r_{5/10}$ der Abstand zwischen 500 und 1000 mb in gdam. Nachdem die relative Topographie 500/1000 mb für den Folgetag vorhergesagt ist, braucht man also nur die Isohypsen dieser Karte nach obiger Gleichung neu zu beziffern und zur prognostizierten absoluten Topographie 500 mb zu addieren, um die künftige absolute Topographie 300 mb zu bekommen. Dabei ist aber zu bedenken, daß die Vorhersagekarte der 500-mb-Fläche nach der Addition von Bodenvorhersagekarte und prognostizierter relativer Topographie 500/1000 mb noch durch Glättung der Isohypsen und Angleichung an die Verlagerungskarte geändert wurde. Diese Änderungen müßten erst sinngemäß auch an der relativen Topographie angebracht werden, bevor man sie weiter verwendet. Der bei dieser Methode entstehende Zeitaufwand läßt sich auf folgende Weise vermeiden.

Die Höhe der 300-mb-Fläche über NN h_3 ergibt sich aus der absoluten Topographie 500 mb h_5 nach der Gleichung

$$h_3 = h_5 + r_{3/5} \quad [2]$$

Führt man hier die Gleichung [1] ein, so erhält man nach einfachen Umformungen

$$h_3 \approx \frac{5}{3} h_5 - \frac{2}{3} h_{10} \quad [3]$$

Ein Größenvergleich der beiden Summanden zeigt, daß sich die absolute Topographie 300 mb bereits in erster Annäherung durch eine einfache Umbezifferung der Isohypsen der 500-mb-Fläche ergibt, sofern der Luftdruck am Boden nicht wesentlich von 1000 mb abweicht. Erst im Bereich ausgeprägter Hoch- und Tiefdruckgebiete in der Bodenkarte kommt dem Ausdruck $-2/3 h_{10}$ eine nennenswerte Bedeutung zu.

Praktische Durchführung

Im synoptischen Dienst werden die Isohypsen der Vorhersagetopographie 300 mb zunächst unter Benutzung der Tabelle 3 skizziert. Man paust die jeweils in der linken Spalte angegebenen Höhenlinien der 500-mb-Vorhersagekarte — teilweise interpolierend — auf eine neue Karte und hat damit bereits ein grobes Bild vom Isohypsenfeld der künftigen absoluten Topographie 300 mb mit der üblichen Intervallbreite von 8 gdam.

Tab. 3

Beziehung zwischen Höhe der 500-mb- und 300-mb-Fläche

500 mb	300 mb	500 mb	300 mb
488	816	545	904
493	824	550	912
498	832	556	920
504	840	561	928
509	848	566	936
514	856	571	944
519	864	577	952
524	872	582	960
530	880	587	968
535	888	592	976
540	896		

Anschließend zeichnet man eine Korrekturkarte, um den Einfluß der Bodendruckverteilung zu berücksichtigen. Die Praxis hat gezeigt, daß man dabei nicht allein mit dem aus der Bodenvorhersage abzuleitenden Wert $-2/3 h_{10}$ auskommt. Es wirken sich nämlich gleichzeitig auch Abweichungen der vertikalen Temperaturschichtung vom statistischen Mittel aus, die auf die Zirkulation im Hoch und Tief zurückzuführen sind. Erfahrungsgemäß erhält man die besten Ergebnisse, wenn man aus der Bodenvorhersagekarte die Isobaren 975, 1000, 1020 und 1040 mb übernimmt, sie mit +8, 0, —8 und —16 gdam beziffert und dieses Korrekturfeld zu der anfangs skizzierten Vorhersagetopographie der 300-mb-Fläche addiert. Die so gefundenen Isohypsen werden unter Berücksichtigung der Verlagerungskarte geglättet. Dabei muß zugleich darauf geachtet werden, daß die Anordnung der Hochkeile und Tröge mit den Druckgebilden in den anderen Topographien in Einklang steht (Achsenneigung).

Vorhersage der Isotachen

Die weitere Ausarbeitung und Verfeinerung des nunmehr vorliegenden Isohypsenfeldes geht mit der Konstruktion der Isotachenvorhersage Hand in Hand. Über die grundsätzlichen Dinge, die dabei zu beachten sind, wurde bereits im Kapitel „Isotachenanalyse“ ausführlich gesprochen. Hier sei lediglich noch einmal besonders hingewiesen auf die „Isohypsenpersistenz“ der Strahlstromachse sowie auf die Lage der Gebiete maximaler Windgeschwindigkeiten relativ zu den Druckgebilden und ihre Verlagerung von Termin zu Termin. Aus der Beachtung dieser Grundsätze und dem Vergleich mit der Ausgangslage ergeben sich die Gebiete, in denen die Höhenlinien, die anfangs in mehr oder weniger willkürlichen Abständen über die Karte verteilt wurden, enger gebündelt gezeichnet werden müssen, während sie an den anderen Stellen entsprechend aufzulockern sind. Eine genaue Übereinstimmung zwischen Isohypsenabstand und Isotachen auf der ganzen Karte läßt sich aus Zeitmangel meist nicht erreichen. Es wäre das eine sehr langwierige und mühselige Arbeit. Grundsätzlich gilt daher für die Vorhersagekarten: Die Isohypsen sind repräsentativ für die Windrichtung, die Isotachen liefern die Windgeschwindigkeit.

Temperaturvorhersage

Schließlich müssen noch die Temperaturen an den festgelegten Stationen vorhergesagt werden. Die Erprobung einer Reihe verschiedener Möglichkeiten hat ergeben, daß man im allgemeinen die besten Ergebnisse mit der „visuellen“ Methode (Abschn. 8.2.3) erzielt, wenn man also annimmt, daß sich das Temperaturfeld relativ zu den Trögen und Hochdruckkeilen nicht ändert und sich mit diesen zusammen verlagert.

8.5. Vorhersage der absoluten Topographie der 200-mb-Fläche

Die bei der 300-mb-Vorhersage benutzte Methode, die von der engen Koppelung zwischen den relativen Topographien 300/500 mb und 500/1000 mb ausgeht, ist bei der Konstruktion der Vorhersagetopographie 200 mb nicht anwendbar. Beim Übergang in diese Höhen macht sich die Tropopause störend bemerkbar, jene Unstetigkeitsfläche im vertikalen Temperaturentwurf der Atmosphäre, die in mittleren geographischen Breiten etwa beim Luftdruck 225 mb liegt, je nach Wetterlage aber auch mehrere Kilometer höher oder tiefer angetroffen wird. Unter Berücksichtigung ihrer Lage lassen sich zwar Beziehungen zwischen den relativen Topographien 200/300 mb und 500/1000 mb ableiten (19), sie sind jedoch für eine Verwendung im Vorhersagedienst wenig geeignet. Man beschränkt sich hier darauf, in der gleichen Weise wie schon früher bei der 500-mb- und der 300-mb-Fläche durch Extrapolation der bisherigen Bewegungsvorgänge eine Verlagerungskarte zu zeichnen. Die Lage der Trogachsen und Hochdruckkeile wird mit der in den anderen Vorhersagetopographien in Übereinstimmung gebracht und das Isohypenfeld in die Isotachenvorhersage eingepaßt und ausgearbeitet. Die Arbeitsgänge sind die gleichen wie bei der Vorhersagetopographie 300 mb. Wie dort wird auch die Temperaturvorhersage nach der „visuellen“ Methode durchgeführt. Als Ergänzung zu den aktuellen Temperaturangaben und als Hinweise für die Vorhersage kann man dabei eine Faustregel benutzen, die mit der Höhenlage der Tropopause in Zusammenhang steht. Sie besagt, daß im Zentrum von Tiefdruckgebieten oder Trögen eine Temperatur um -45°C , im Inneren von Hochdruckgebieten eine Temperatur von -60° bis -65°C herrscht.

9. Vorhersageprüfung

Nach Fertigstellung einer jeden Vorhersage und Ablauf ihrer Gültigkeitsdauer erhebt sich die Frage, mit welcher Genauigkeit die Prognose eingetroffen ist. Die Antwort ergibt sich aus einem Vergleich mit der wirklich eingetretenen Lage, der in verschiedener Weise durchgeführt werden kann. Man kann beide Karten voneinander subtrahieren und bekommt so eine Abweichungskarte, die ein Bild der Prognosefehler in ihrer geographischen Verteilung liefert. Setzt man diese Karte zur Ausgangslage in Beziehung, so gewinnt man Anhaltspunkte dafür, was in Zukunft bei ähnlichen Fällen zu beachten und zu unternehmen ist, um bessere Resultate zu erzielen. Eine derartige Vorhersageprüfung spielt mithin eine wesentliche Rolle bei der Entwicklung von Vorhersagemethoden. Sie ist aber nicht dazu geeignet, die grundsätzliche Leistungsfähigkeit einer Vorhersagemethode zu beurteilen. Diese läßt sich exakt nur rechnerisch ermitteln, so daß die Notwendigkeit besteht, den Wert einer Vorhersagekarte durch eine objektiv bestimmbare Zahl anzugeben. Man muß dabei leider aus prinzipiellen Gründen auf die Beurteilung der prognostisch zweifellos wichtigen Einzelheiten wie z. B. die Lage der Fronten usw. verzichten und sich darauf beschränken, die mittlere Übereinstimmung zwischen dem vorhergesagten und dem eingetretenen Luftdruckfeld zu bestimmen.

Korrelationskoeffizient

Für eine solche zahlenmäßige Bewertung besonders geeignet ist eine in der mathematischen Statistik entwickelte Rechengröße, die „Korrelationskoeffizient“ genannt wird. Dieser Koeffizient ist ein Maß dafür, in welchem Grade zwischen einander paarweise zugeordneten Meß- oder Beobachtungswerten ein linearer Zusammenhang besteht, mit anderen Worten, inwieweit zwei Darstellungen einander ähnlich sind.

Die mathematische Gleichung für die Berechnung des Korrelationskoeffizienten r lautet

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X}) \cdot (y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{Y})^2}} \quad [4]$$

Darin beziehen sich alle x -Werte auf die eine, alle y -Werte auf die andere Meß- oder Beobachtungsreihe. \bar{X} bzw. \bar{Y} sind jeweils das arithmetische Mittel aus allen Werten der betreffenden Reihe und x_i bzw. y_i die Einzelwerte. Die Anzahl der Glieder jeder Reihe ist n . Das Zeichen Σ ist die Abkürzung für die Rechenvorschrift: Summe aller Werte bilden, die der mathematische Ausdruck hinter dem Σ -Zeichen annimmt, wenn der Index i die Zahlen von 1 bis n durchläuft.

Die Rechenarbeit wird einfacher, wenn man folgende Gleichung benutzt, die sich durch einige Umformungen aus [4] ergibt:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n x_i \cdot y_i - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \cdot \sum_{i=1}^n y_i}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n x_i\right)^2\right) \cdot \left(\sum_{i=1}^n y_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n y_i\right)^2\right)}} \quad [5]$$

In diese Formel [5] kann man unmittelbar mit den Einzelwerten eingehen und braucht nicht erst die arithmetischen Mittel und dann die Abweichungen der Einzelwerte zu bilden.

Um die x_i und y_i zu gewinnen, benutzt man ein Transparentblatt, auf dem in Abständen von etwa 5 Breitengrad über den ganzen Kartenbereich verteilt Punkte markiert sind, die mit $i = 1, 2, 3 \dots$ bis n bezeichnet sind. Dieses Deckblatt wird auf die Vorhersagekarte und anschließend auf die Karte mit der tatsächlich eingetretenen Druckverteilung gelegt, und man erhält an den Testpunkten die jeweils zusammengehörenden Drucke bzw. bei Topographien die Höhen.

Der Korrelationskoeffizient kann Werte zwischen $+1$ und -1 annehmen. Dabei bedeutet: $+1$ = Ähnlichkeit in allen Einzelheiten, 0 = keinerlei Ähnlichkeit, -1 = in allen Punkten genau spiegelbildliche Ähnlichkeit, z. B. an Stelle eines Hochs ein Tief und umgekehrt. In Abb. 30 soll beispielsweise die Kurve a die Luftdruckverteilung längs einer beliebigen Strecke auf der Wetterkarte darstellen. Wir nehmen nun an, daß für denselben Kartentermin fünf verschiedene Vorhersagekarten vorliegen, die längs der gleichen Strecke Luftdruckwerte liefern, die durch die Kurven b_1, b_2, b_3, b_4 und b_5 wiedergegeben werden. Die Kurve b_1 stimmt mit a völlig überein, und es ergibt sich der Korrelationskoeffizient $r = +1$. Die Anordnung b_2 , die überall gleichen Druck zeigt, hat keinerlei Ähnlichkeit mit a ; daher $r = 0$. b_3 verläuft gerade entgegengesetzt zu a , und es ist $r = -1$. Im Fall b_4 sind alle Werte um einen gleichen Faktor (3fach) überhöht vorausgesetzt (Amplitudenfehler) und die Punkte der Kurve b_5 liegen durchweg um denselben Betrag D über den entsprechenden der Kurve a (Niveaufehler). b_4 und b_5 geben also nicht die richtigen Werte, sie sind aber a ähnlich. So wird denn auch in diesen beiden Fällen $r = +1$.

Relativer Fehler

An diesem Beispiel wird deutlich, daß der Korrelationskoeffizient nicht ausreicht, um über die Ähnlichkeit hinaus auch die quantitative Übereinstimmung zwischen zwei Druckfeldern zu beschreiben. Man benötigt dazu eine weitere Maßzahl, aus der ohne Rücksicht auf die Lageähnlichkeit zu erkennen ist, wie stark die vor-

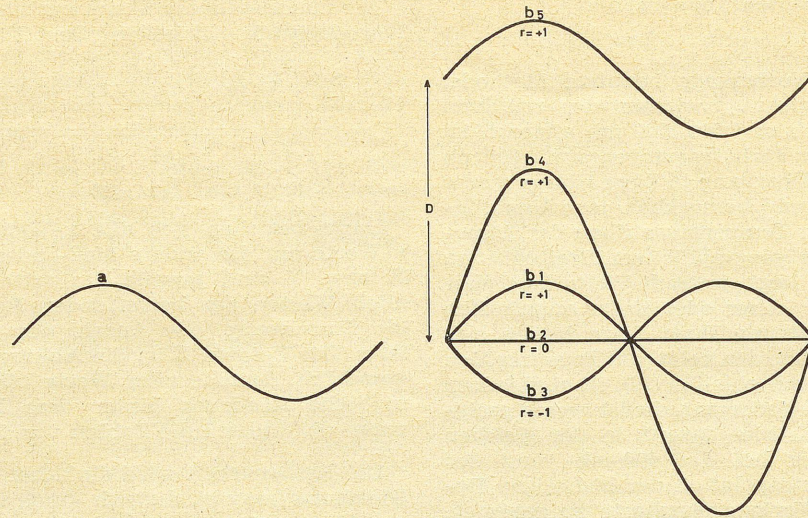


Abb. 30
Zur Deutung des Korrelationskoeffizienten

hergesagten und tatsächlich eingetretenen Werte ihrem Betrag nach voneinander abweichen.

Dieser Fehler, der im Mittel bei der Vorhersage der Druck- bzw. Höhenwerte gemacht wurde, läßt sich berechnen nach der Gleichung

$$f = 2 \frac{\sum_{i=1}^n |x_i - y_i|}{\sum_{i=1}^n |x_i| + \sum_{i=1}^n |y_i|}$$

Die x_i sind wieder die Werte, die sich aus der Vorhersagekarte ergeben, und die y_i entsprechen der eingetretenen Lage. Die senkrechten Striche bedeuten, daß die Differenz $x_i - y_i$ sowie x_i bzw. y_i ohne Rücksicht auf ihr Vorzeichen stets zu addieren sind. Man nennt f den „Relativen Fehler“ (23). Er kann zwischen den Grenzen 0 und +2 schwanken. In gewissen Fällen mag es zweckmäßig sein, dieselben Grenzwerte +1 und -1 wie beim Korrelationskoeffizienten zu haben. Das ist leicht durch die Differenzbildung $1 - f$ zu erreichen. Damit dreht sich die Wertskala um, und die errechnete Maßzahl charakterisiert nicht mehr den Fehler, sondern wie beim Korrelationskoeffizienten die Übereinstimmung zwischen den vorhergesagten und eingetretenen Werten.

Einfluß der Ausgangswerte

Es erhebt sich nun die Frage, welche Werte zur Berechnung des Korrelationskoeffizienten und des relativen Fehlers benutzt werden sollen. Man kann selbstverständlich, wie es teilweise in ausländischen Untersuchungen der Fall ist, unmittelbar die aus den Karten abgelesenen Druck- bzw. Höhenwerte in die Gleichungen einsetzen. Es ergeben sich dabei fast immer für r Zahlen nahe +1 und für f solche nahe 0, und die Unterschiede zwischen den einzelnen Vorhersagen machen sich erst in der zweiten oder dritten Dezimalstelle bemerkbar. Man kann aber auch die vorhergesagten und tatsächlich eingetretenen 24stündigen Änderungen miteinander vergleichen. Die so berechneten Maßzahlen reagieren sehr empfindlich auf alle Prognosefehler, und der Schwankungsbereich des Korrelationskoeffizienten von +1 bis -1 bzw. der des relativen Fehlers von 0 bis +2 wird gegebenenfalls voll ausgenutzt. Die Güte der Vorhersage tritt also sehr deutlich in Erscheinung. Im DWD wird nach dieser zweiten Methode gearbeitet. Unter Benutzung des schon erwähnten Auswertblattes werden den Karten mit der Ausgangslage A, mit der Vorhersage V und mit der ein-

getretenen Lage E die Druck- bzw. Höhenwerte entnommen, die Differenzen $(V - A) = x_i$ und $(E - A) = y_i$ gebildet und diese in die Gleichungen eingesetzt.

So wünschenswert eine deutliche Bewertung der Vorhersage ist, in gewissen Fällen kann der aus den 24stündigen Änderungen berechnete Korrelationskoeffizient allein zu falschen Schlüssen Anlaß geben. Es soll beispielsweise angenommen werden, daß sich die Luftdruckverteilung in 24 Stunden nur sehr wenig geändert hat, gebietsweise sei geringfügiger Druckanstieg, in anderen Teilen der Karte ebenso geringer Druckfall aufgetreten. Auch die Vorhersagekarte zeige nur unbedeutende Änderungen, doch soll gerade immer dort, wo der Luftdruck schwach gestiegen ist, leichter Druckfall prognostiziert sein und umgekehrt. Wegen der Gegenläufigkeit in den Druckänderungen wird der Korrelationskoeffizient dann -1. Im Wetterkartenbild macht sich der Prognosefehler aber kaum bemerkbar, vorhergesagte und eingetretene Luftdruckverteilung stimmen praktisch überein, und die Vorhersagekarte hat zweifellos einen hohen prognostischen Wert.

Relativer Windfehler

Bei der Vorhersage von Topographien kommt es im allgemeinen weniger darauf an, daß die Höhen der Hauptdrucke an sich richtig angegeben werden, als vielmehr darauf, daß das prognostizierte Strömungsfeld mit den tatsächlichen Verhältnissen übereinstimmt. Das muß nicht unbedingt gleichbedeutend miteinander sein. Es ist z. B. denkbar, daß für den Druck 500 mb überall eine um den gleichen Betrag zu große Höhe vorhergesagt wurde. Die auf Grund dieser Werte gezeichnete absolute Topographie 500 mb ist dann streng genommen auch durchweg falsch. Im Verlauf der Isohypsen und ihrem gegenseitigen Abstand ist die Topographie aber mit der wirklichen Lage identisch, und sie liefert überall den richtigen Wind.

Der Wert einer Vorhersagekarte (Topographie) für die Bestimmung des künftigen Windes läßt sich zahlenmäßig beschreiben durch den „Relativen Windfehler f_w “ (23), der nach folgender Gleichung zu berechnen ist:

$$f_w = 2 \frac{\left| \vec{v}_p - \vec{v}_e \right|}{\left| \vec{v}_p \right| + \left| \vec{v}_e \right|}$$

Hier sind \vec{v}_p der prognostizierte und \vec{v}_e der zum prognostizierten Termin beobachtete mittlere Wind im Wetterkartenbereich. Beides sind Vektoren. Daraus ergeben sich bei der Ableitung der Rechenvorschriften

besondere Überlegungen (Zerlegung in Komponenten usw.), auf die hier nicht weiter eingegangen werden soll. Die Berechnung des mittleren Windfehlers erfordert schließlich einen geringeren Zeitaufwand als die des Korrelationskoeffizienten.

Neben den vorstehend beschriebenen Methoden der Vorhersageprüfung gibt es zahlreiche Möglichkeiten, auch auf andere Weise die Genauigkeit einer Prognose, die meteorologisch-wissenschaftliche Leistung u. a. m. zahlenmäßig zu bestimmen. Welches dieser Verfahren zu benutzen ist, hängt entscheidend von der jeweiligen Fragestellung ab (7).

Literatur

Lehrbücher, Handbücher, Vorschriftenbände

- (1) Chromow, S. P.: Einführung in die synoptische Wetteranalyse. Wien 1942.
- (2) Deutscher Wetterdienst: Verzeichnis der Meldestellen des synoptischen Dienstes. Vorschr. und Betriebsunterlagen Nr. 1 (1959).
- (3) Deutscher Wetterdienst: Wetterschlüssel. Vorschr. und Betriebsunterlagen Nr. 2 (1959).
- (4) Deutscher Wetterdienst: Handbuch für den synoptischen Dienst. Grundlagen und Methoden zur Konstruktion von Bodenwettervorhersagekarten. Vorschr. und Betriebsunterlagen Nr. 4 (1962).
- (5) Deutscher Wetterdienst: Allgemeine Meteorologie. Leitf. f. d. Ausbildung im Dt. Wetterd. Nr. 1 (in Bearb.).
- (6) Hesse, W.: Handbuch der Aerologie. Leipzig 1961.
- (7) Malone, Th. F.: Compendium of Meteorology. Boston 1951.
- (8) Regula, H. u. Zimmerschied, W.: Luftfahrt-Meteorologie. Bd. 1 u. 2, Frankfurt a. M. 1956 u. 1959.
- (9) Reiter, E. R.: Meteorologie der Strahlströme. Wien 1961.
- (10) Reuter, H.: Methoden und Probleme der Wettervorhersage. Wien 1954.
- (11) Scherhag, R.: Wetteranalyse und Wetterprognose. Berlin 1948.
- (12) World Meteorological Organisation: Technical Regulations, Vol. I. = MMO Publ. Nr. 49—BD2, 2. Ausg. Genf 1959.

Einzelveröffentlichungen

- (13) Bartsch, J.: Nochmals Aufstiegsvergleiche auf synoptischer Basis. Meteor. Rdsch. 12 (1959) S. 93—95.
- (14) Burckhardt, E. u. H.: Graphisches Rechnen mit Feldern skalarer und vektorieller Größen in der Meteorologie. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 12 (1954).
- (15) Cappel, A.: Die Vorhersage der Temperatur im 700-mb- und 500-mb-Niveau. Meteor. Rdsch. 14 (1961) S. 67—73.
- (16) Hoinkes, H.: Die interdiurnen Änderungen von Druck und Temperatur in der unteren Troposphäre bis 5 km Höhe und ihre gegenseitigen Beziehungen in statistisch-synoptischer Betrachtungsweise. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. A 2 (1950) S. 239—304.
- (17) Jacobi, K.: Fragen der Vorhersagekarte Boden. Mitt. Dt. Wetterd. Nr. 10 (1955) S. 41—44.
- (18) Meyer, H. K.: Der Einfluß des vertikalen Impulsaustauschs auf synoptische Druck- und Temperaturgebilde. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 2 (1953).
- (19) Meyer, H. K.: Betrachtungen über Höhenvorhersagekarten. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 40 (1957).
- (20) Piper, H.: Eine bewährte Methode zur Konstruktion der Vorhersagekarte in 500 mb. Meteor. Rdsch. 5 (1952) S. 90—93.
- (21) Piper, H.: Die Höhenvorhersagekarte. Mitt. Dt. Wetterd. Nr. 10 (1955) S. 45—49.
- (22) Regula, W.: Berechnung eines Advektionsmaßstabes. Meteor. Rdsch. 5 (1952) S. 48—50.
- (23) Reymann, G.: Zur Beurteilung von Vorhersagekarten. Meteor. Rdsch. 11 (1958) S. 13—19.
- (24) Reymann, G.: Die Strahlströme in der synoptischen Praxis. Mitt. Dt. Wetterd. Nr. 20 (1960) S. 14—27.
- (25) Vedermann, J.: The life cycles of jet streams and extratropical cyclones. Bull. Amer. Meteor. Soc. 35 (1954) S. 239—244.
- (26) Zimmerschied, W.: Bearbeitung aerologischer Messungen. In: Linkes Meteorologisches Taschenbuch, Neue Ausg. Bd. 2, Leipzig 1953. S. 320—378.
- (27) Paper-jet, November 1956 — Februar 1958.
- (28) Paper-jet, April 1958 — März 1959.

Die aufgeführten Veröffentlichungen enthalten weitere, z. T. sehr ausführliche Literaturhinweise.

Anhang: Die im synoptischen Dienst verwendeten Kartenprojektionen

A.1. Allgemeine Vorbemerkungen

Die Abbildung der Erdoberfläche mit ihren geographischen Netzlinien auf einer Zeichenebene wird als Kartenprojektion bezeichnet. Die Erde wird dabei im allgemeinen als Kugel angenommen. Als Abbildungsfläche wird entweder unmittelbar eine Ebene benutzt oder zunächst ein Kegel- oder Zylindermantel, der dann in die Ebene abgewickelt wird. Die Projektionen auf eine Ebene oder einen Zylindermantel sind mathematisch Grenzfälle der Projektionen auf einen Kegelmantel. Für sie alle ist daher auch die Sammelbezeichnung „kegelige Entwürfe“ üblich.

Da eine Kugeloberfläche nicht in eine Ebene abgewickelt werden kann, ergeben sich bei der Kartenprojektion im allgemeinen Verzerrungen hinsichtlich der Entfernungen, der Winkel oder von beiden. Gleichbedeutend damit ist eine im allgemeinen auch verzerrte Wiedergabe der Größe von Flächen. Bei der mathematischen Bestimmung der Abbildungsgesetze ist es möglich als Bedingung einzuführen, daß entweder alle Winkel oder alle Flächen in ihrer wahren Größe abgebildet werden. Man kommt so zu *winkeltreuen* oder *flächentreuen* Kartenprojektionen. Die Abbildung sämtlicher Strecken in ihrer wahren Größe ist dagegen wegen des unterschiedlichen Krümmungsgrades, den die Kugeloberfläche und die Abbildungsfläche haben, nicht möglich. Man kann aber fordern, daß die Entfernungen entlang von ausgewählten Linien richtig wiedergegeben werden. Wählt man als solche Linien die Meridiane, so heißen die Kartenprojektionen *abstandstreu*. Man kann

auch einen oder zwei Breitenkreise auswählen und bezeichnet dann die Entwürfe als *längentreu*. In diesem Fall muß man gleichzeitig die betreffende geogr. Breite angeben. Längentreue in einem oder zwei Breitenkreisen kann mit Abstandstreue, Flächentreue oder Winkeltreue kombiniert werden.

Wenn die Abbildungs-(Projektions-)Ebene die Erdkugel im Pol berührt oder die Achse des Abbildungskegels bzw. -zylinders mit der Erdachse zusammenfällt, spricht man von *normalen* oder *polständigen Entwürfen*. Daneben gibt es noch *querachsige* und *schiefachsige* Entwürfe.

Eine Projektion im eigentlichen Sinne erfolgt nur bei den *perspektivischen* Abbildungen mit einem festen Augenpunkt als Projektionszentrum (Abb. 31). Diese sind weder flächen- noch abstandstreu und nur in einem Fall winkeltreu. Wir werden uns mit dieser einen Projektion noch genauer beschäftigen.

Bei perspektivischen Abbildungen unmittelbar auf eine Ebene bleiben die vom Berührungspunkt zwischen Ebene und Kugel ausgehenden Richtungen (Azimute) erhalten, so daß man von *Azimutal-Projektionen* spricht. Je nach Lage des Projektionszentrums unterteilt man die Azimutalprojektionen in

- die *gnomonische* oder *Zentralprojektion* mit dem Augenpunkt im Mittelpunkt der Kugel (Abb. 31a),
- die *stereographische* Azimutalprojektion mit dem Augenpunkt auf der Kugeloberfläche gegenüber dem Berührungspunkt (Abb. 31b) und
- die *orthographische* oder *Parallelprojektion* mit dem Augenpunkt im Unendlichen (Abb. 31c und 31d).

Als Projektionsebene kann auch jede andere, parallel zur Berührungsebene liegende Ebene gewählt werden.

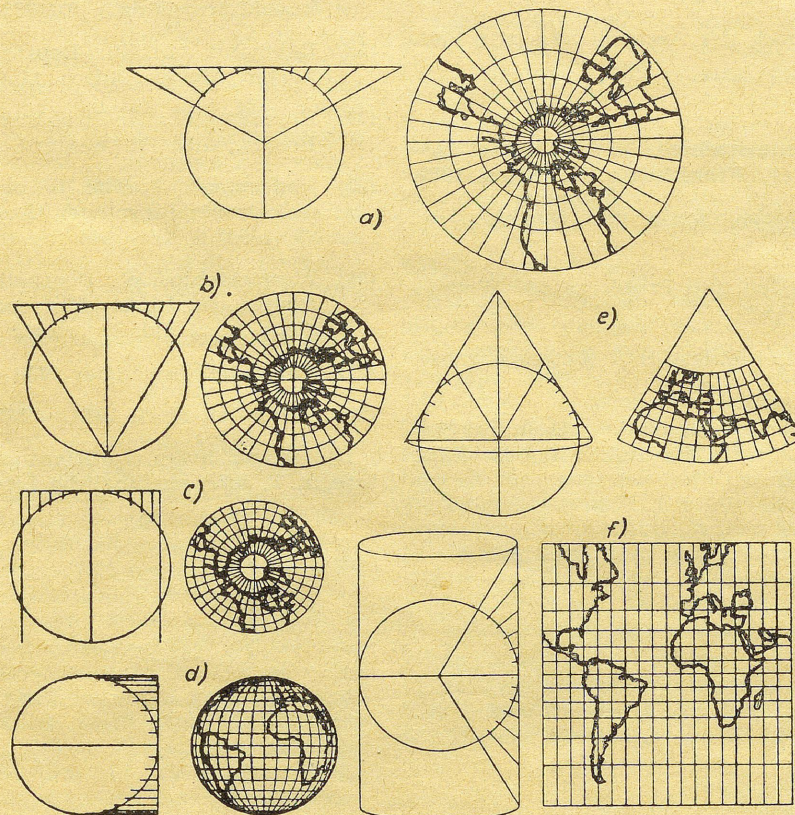


Abb. 31
Perspektivische Abbildungen

- | | | |
|-----------------------|-------------------------|----------------------|
| a) gnomonische | } polständige | } Azimutalprojektion |
| b) stereographische | | |
| c) orthographische | } querachsige | } |
| d) orthographische | | |
| e) Kegelprojektion | (gnomonisch polständig) | |
| f) Zylinderprojektion | (gnomonisch polständig) | |

A.2. Normale stereographische Azimutalprojektion

A.2.1. Radius des projizierten Breitenkreises

Bei der normalen stereographischen Azimutalprojektion werden der Pol als Kartenmittelpunkt und die Meridiane als strahlenförmig unter ihren wahren Winkeln vom Kartenmittelpunkt ausgehende Geraden abgebildet. Die Breitenkreise erscheinen wieder als Kreise um den Kartenmittelpunkt. Ihr Radius läßt sich für den allgemeinen Fall, daß die Projektionsebene die Erdkugel in einer beliebigen Breite schneidet, in folgender Weise bestimmen (Abb. 32):

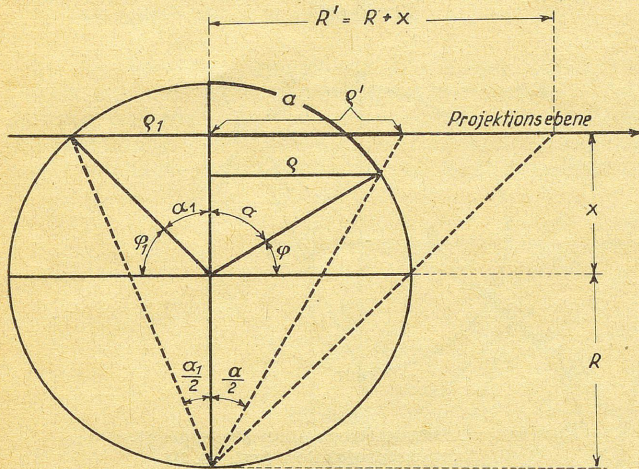


Abb. 32

Zur Ableitung der Abbildungsgesetze für die stereographische Azimutalprojektion mit einem längentreuen Breitenkreis

Die Projektionsebene schneide die Erdkugel in der geogr. Breite φ_1 bzw. mit dem Polabstand $90 - \varphi_1 = \alpha_1$. Der Radius des entsprechenden Breitenkreises und seiner Abbildung auf der Projektionsebene sei ϱ_1 .

Die Projektion eines beliebigen anderen Breitenkreises mit der geogr. Breite φ bzw. dem Polabstand $90 - \varphi = \alpha$ ergibt einen Kreis, dessen Radius wir ϱ' nennen wollen. Wird der Kugelradius mit R und der Abstand der Projektionsebene vom Kugelmittelpunkt mit x bezeichnet, so gilt

$$\tan \frac{\alpha_1}{2} = \frac{\varrho_1}{R + x} \quad \text{und} \quad \tan \frac{\alpha}{2} = \frac{\varrho'}{R + x}.$$

Daraus folgt

$$\frac{\varrho'}{\varrho_1} = \frac{\tan \frac{\alpha}{2}}{\tan \frac{\alpha_1}{2}}$$

oder

$$\varrho' = \frac{\varrho_1}{\tan \frac{\alpha_1}{2}} \cdot \tan \frac{\alpha}{2}.$$

Diese Gleichung liefert für $\alpha = 90^\circ$, also die kreisförmige Abbildung des Äquators, den Radius

$$R' = \frac{\varrho_1}{\tan \frac{\alpha_1}{2}} \cdot 1.$$

Mithin ist

$$\varrho' = R' \cdot \tan \frac{\alpha}{2}. \quad [1]$$

Da aber $R' = R + x$ und $x = R \cdot \cos \alpha_1 = R \cdot \cos (90 - \varphi) = R \cdot \sin \varphi_1$ ergibt sich

$$R' = R (1 + \sin \varphi_1) \quad [2]$$

und weiter

$$\varrho' = R (1 + \sin \varphi_1) \cdot \tan \frac{\alpha}{2} \quad [3]$$

Während auf der Kugeloberfläche der Abstand Pol — Breitenkreis $R \cdot \text{arc } \alpha$ mit wachsendem Polabstand α linear zunimmt, ändert sich derselbe Abstand auf der Projektionsebene nach Gleichung [3] entsprechend $\tan \frac{\alpha}{2}$. Es tritt also, wie nicht anders zu erwarten, eine Verzerrung bei der Abbildung von Strecken ein. Die einzige Strecke, die in ihrer wahren Länge abgebildet wird, ist der Umfang des Breitenkreises, in dem die Projektionsebene die Kugel schneidet.

A.2.2. Verzerrungsfaktor

Das Verhältnis „Änderung des Abbildes zu Änderung des Urbildes“ bei unendlich kleiner Änderung der geogr. Breite bzw. Länge wird Verzerrungsfaktor in Richtung des Meridians bzw. des Breitenkreises genannt.

In Richtung des Meridians gilt:

Das zu dem Polabstand α gehörende Meridianstück auf der Kugel (Urbild) ist

$$a = R \cdot \alpha \quad (\alpha \text{ im Bogenmaß}).$$

Dieses Meridianstück erscheint auf der Projektionsebene (Abbild) als Radius des Kreises, der dem Breitenkreis mit dem Polabstand α entspricht. Dieser Radius ist nach Gleichung [1]

$$\varrho' = R' \cdot \tan \frac{\alpha}{2}.$$

Gemäß Definition ist der Verzerrungsfaktor im Meridian demnach

$$V_M = \frac{\frac{d\varrho'}{d\alpha}}{\frac{da}{d\alpha}} = \frac{\frac{d}{d\alpha} R' \cdot \tan \frac{\alpha}{2}}{\frac{d}{d\alpha} R \cdot \alpha} = \frac{R'}{R} \cdot \frac{d}{d\alpha} \tan \frac{\alpha}{2}.$$

Setzen wir $\frac{\alpha}{2} = \beta$, so folgt

$$V_M = \frac{R'}{R} \cdot \frac{d}{d\beta} \tan \beta \cdot \frac{d\alpha}{d\beta} \cdot \frac{1}{2} = \frac{R'}{R} \cdot \frac{1}{\cos^2 \beta} \cdot \frac{1}{2} = \frac{R'}{R} \cdot \frac{1}{2 \cdot \cos^2 \frac{\alpha}{2}}.$$

Mit $2 \cos^2 x = 1 + \cos 2x$ folgt weiter

$$V_M = \frac{R'}{R} \cdot \frac{1}{1 + \cos \alpha} = \frac{R'}{R} \cdot \frac{1}{1 + \cos (90 - \varphi)} = \frac{R'}{R} \cdot \frac{1}{1 + \sin \varphi}.$$

Setzen wir nun noch nach Gleichung [2]

$$R' = R \cdot (1 + \sin \varphi_1),$$

so wird

$$V_M = \frac{1 + \sin \varphi_1}{1 + \sin \varphi}.$$

In Richtung des Breitenkreises gilt:

Wenn wir den Radius des Breitenkreises auf der Kugel, der den Polabstand α hat, ϱ nennen, so ist das zu dem Azimut λ gehörende Stück auf diesem Breitenkreis (Urbild)

$$b = \varrho \cdot \lambda \quad (\gamma \text{ im Bogenmaß}).$$

Da $\varrho = R \cdot \sin \alpha$ gilt auch

$$b = R \cdot \sin \alpha \cdot \gamma$$

Der Radius des Kreises auf der Projektionsebene, der das Abbild des Breitenkreises mit dem Polabstand α ist, beträgt, wie wir sahen,

$$\varrho' = R' \cdot \tan \frac{\alpha}{2}.$$

Auf der Projektionsebene hat daher das zu dem Azimut λ gehörende Stück auf dem Breitenkreis (Abbild) die Länge

$$b' = \varrho' \cdot \lambda = R' \cdot \tan \frac{\alpha}{2} \cdot \lambda.$$

Gemäß Definition ist der Verzerrungsfaktor im Breitenkreis

$$V_B = \frac{db'}{d\lambda} = \frac{d}{d\lambda} R' \cdot \tan \frac{\alpha}{2} \cdot \lambda = \frac{R' \cdot \tan \frac{\alpha}{2}}{R \cdot \sin \alpha \cdot \lambda} = \frac{R'}{R} \frac{\sin \frac{\alpha}{2}}{\sin \alpha \cdot \cos \frac{\alpha}{2}}$$

Mit $\sin x = 2 \cdot \sin \frac{x}{2} \cdot \cos \frac{x}{2}$ folgt

$$V_B = \frac{R'}{R} \cdot \frac{\sin \frac{\alpha}{2}}{2 \cdot \sin \frac{\alpha}{2} \cdot \cos \frac{\alpha}{2} \cdot \cos \frac{\alpha}{2}} = \frac{R'}{R} \cdot \frac{1}{2 \cdot \cos^2 \frac{\alpha}{2}}$$

Da $2 \cos^2 x = 1 + \cos 2x$, folgt weiter

$$V_B = \frac{R'}{R} \cdot \frac{1}{1 + \cos \alpha} = \frac{R'}{R} \frac{1}{1 + \cos (90^\circ - \varphi)} = \frac{R'}{R} \frac{1}{1 + \sin \varphi}$$

Setzen wir auch hier wieder nach Gleichung [2] $R' = R \cdot (1 + \sin \varphi_1)$, so wird

$$V_B = \frac{1 + \sin \varphi_1}{1 + \sin \varphi}$$

Die Berechnungen von V_M und V_B führen, wie wir sehen, zu demselben Ergebnis. Die bei der stereographischen Projektion auftretenden Verzerrungen lassen sich demnach unabhängig von der Richtung durch eine Gleichung darstellen und zwar

$$m = \frac{1 + \sin \varphi_1}{1 + \sin \varphi} \quad [4]$$

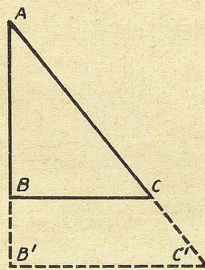
Man bezeichnet m auch vielfach als „Modul“.

Für den speziellen Fall, daß die Projektionsebene die Erdoberfläche im Pol berührt, ergibt sich die in der Literatur meist benutzte Form

$$m = \frac{2}{1 + \sin \varphi} \quad [5]$$

A.2.3. Winkeltreue

Wir denken uns auf der Kugeloberfläche ein kleines Dreieck ABC. Bei der Projektion dieses Dreiecks werden zwar seine drei Seiten verzerrt abgebildet, doch werden sie, wie wir im vorigen Abschnitt gesehen haben, alle im gleichen Verhältnis gedehnt oder ggf. auch verkürzt. Aus dem ursprünglichen Dreieck ABC entsteht daher ein neues Dreieck AB'C', das dem Urbild ähnlich ist. Ähnliche Dreiecke stimmen aber in ihren Winkeln überein, und so kommt man zu der Feststellung, daß die stereographische Azimutalprojektion alle Winkel auf der Erdoberfläche in ihrer wahren Größe abbildet, sie ist winkeltreu.



Der Beweis für diese Tatsache läßt sich auch in anderer anschaulicher Weise führen. Abb. 33a zeigt die Erdoberfläche, die im Nordpol N von der Projektionsebene E_1 und in einem anderen beliebigen Punkt P von einer zweiten Ebene E_2 berührt wird. Die beiden Ebenen schneiden sich in der Geraden g. In Abb. 33b ist der entlang der Erdoberfläche und zugleich durch P gehende Schnitt dargestellt. E_1 entspricht der Projektionsebene, E_2 der Berührungsebene und G der Geraden g. Der Projektionsstrahl vom Punkt S über P trifft die Projektionsebene im Bildpunkt P'. Aus Abb. 33b ersieht man leicht, daß die Strecken GP und GP' gleich sind.

($\sphericalangle GPS = 90^\circ + \frac{\alpha}{2}$, also $\sphericalangle GPP' = 90^\circ - \frac{\alpha}{2}$. Desgleichen ist aber auch $\sphericalangle GP'P = 90^\circ - \frac{\alpha}{2}$ als Winkel in dem

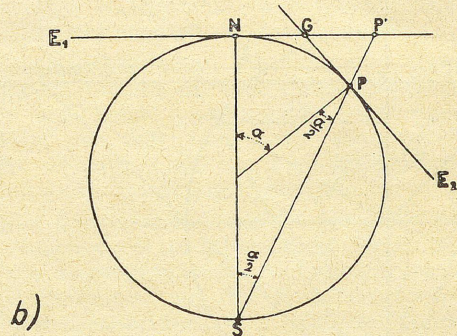
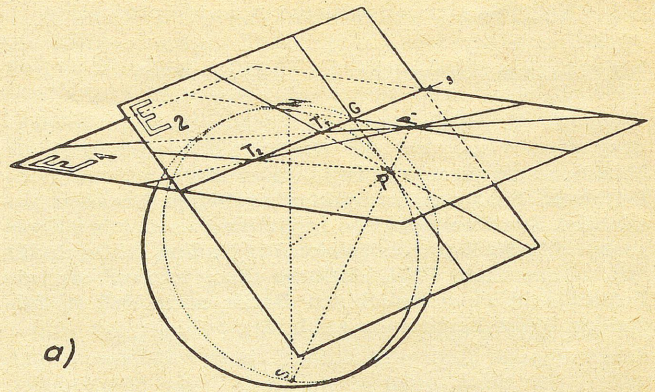


Abb. 33
Nachweis der Winkeltreue einer stereographischen Azimutalprojektion (vgl. (A 2))

Dreieck NP'S. Das Dreieck GP'P ist folglich ein gleichschenkeliges Dreieck.)

Nun ziehen wir (Abb. 33a) durch P zwei beliebige Tangenten an die Kugel, die natürlich in der Tangentialebene E_2 liegen und die Gerade g in T_1 bzw. T_2 schneiden. Die Verbindungen von P' nach T_1 bzw. T_2 sind dann die Bilder dieser Tangenten. Nun erkennt man ohne Schwierigkeiten, daß die Dreiecke T_1GP und T_1GP' bzw. T_2GP und T_2GP' kongruent sind. (Zwei Dreiecke sind kongruent, wenn sie in zwei Seiten und dem von diesen eingeschlossenen Winkel übereinstimmen. Wie vorher bewiesen ist $GP = GP'$, ferner T_1G bzw. T_2G gemeinsames Stück und $\sphericalangle T_1GP$ bzw. $\sphericalangle T_2GP = \sphericalangle T_1GP'$ bzw. $\sphericalangle T_2GP' = 90^\circ$.) Daraus folgt, daß auch die von den Tangenten und ihren Bildern eingeschlossenen Winkel T_1PT_2 und $T_1P'T_2$ gleich sind. Dieser Beweis gilt für beliebige Tangentenrichtungen und in beliebigen Punkten auf der Kugel. Die Abbildung ist also in allen Punkten winkeltreu.

Der Fall, daß die Projektionsebene die Erdoberfläche nicht im Pol berührt, sondern in irgendeinem Breitenkreis schneidet, ist gleichbedeutend mit einer Parallelverschiebung von E_1 . Dabei ändern sich zwar P', G, T_1 und T_2 , d. h. die Länge sämtlicher betrachteten Strecken, das Verhältnis der Strecken in der Projektionsebene zu denen in der Berührungsebene E_2 bleibt aber unverändert, da immer ein dem gleichschenkeligen Dreieck GP'P entsprechendes anderes gleichschenkeliges Dreieck auftritt. Auch die Abbildung auf eine parallel zu E_1 verschobene Projektionsebene ist demnach winkeltreu.

A.2.4. Kreistreue

Wir betrachten nunmehr einen beliebigen Kreis auf der Kugeloberfläche. Dieser Kreis ist auch als Berührungslinie eines Kegels mit der Kugel aufzufassen. Die Mantellinien dieses Berührungskegels sind also Tan-

genten an die Kugel. Sie alle können wir nun vom Südpol auf die Projektionsebene projizieren. Sie werden sich dort als Strahlenbüschel darstellen. Das Bild der senkrecht zu den Tangenten verlaufenden Berührungslinie (eben des Kreises auf der Kugeloberfläche) muß wegen der vorher bewiesenen Winkeltreue auch senkrecht zu dem Strahlenbüschel verlaufen. Das kann aber nur wieder ein Kreis sein.

Die winkeltreue Azimutalprojektion hat daher die wichtige Eigenschaft, daß sie jeden Kreis auf der Kugel wieder als Kreis abbildet, sie ist kreistreu.

A.2.5. Radius und Mittelpunkt des projizierten Kugelkreises

Die im vorstehenden Absatz bewiesene Kreistreu scheint zunächst nicht vereinbar zu sein mit der Feststellung, daß Strecken verzerrt wiedergegeben werden. Die Abbildung des Mittelpunktes des Kreises auf der Kugeloberfläche wird demnach von den abgebildeten

Kreispunkten verschieden große Abstände haben, kann also auf der Projektionsebene nicht auch Kreismittelpunkt sein.

Wir wollen sehen, was sich über den Mittelpunkt und den Radius des Kreises auf der Projektionsebene sagen läßt.

Abb. 34 zeigt wieder einen Meridianschnitt durch die Erdkugel mit dem Mittelpunkt O und den beiden Polen N und S . Auf der Kugeloberfläche denken wir uns einen Kreis mit dem Mittelpunkt M . Er wird die Meridianebene in den Punkten P und Q senkrecht durchsetzen. Dieser Kreis kann, wie bereits früher gesagt, als Berührungslinie der Kugel mit einem Kegel aufgefaßt werden, der seine Spitze im Punkt K hat. KP und KQ , zwei Mantellinien des Kegels, sind dann Tangenten an den Meridian.

Wir projizieren jetzt die Punkte P , K und Q von S aus auf die Ebene, die die Kugel im Punkt N berührt. Es ergeben sich dabei die Bildpunkte P' , K' und Q' , wobei P' und Q' einander gegenüberliegende Punkte

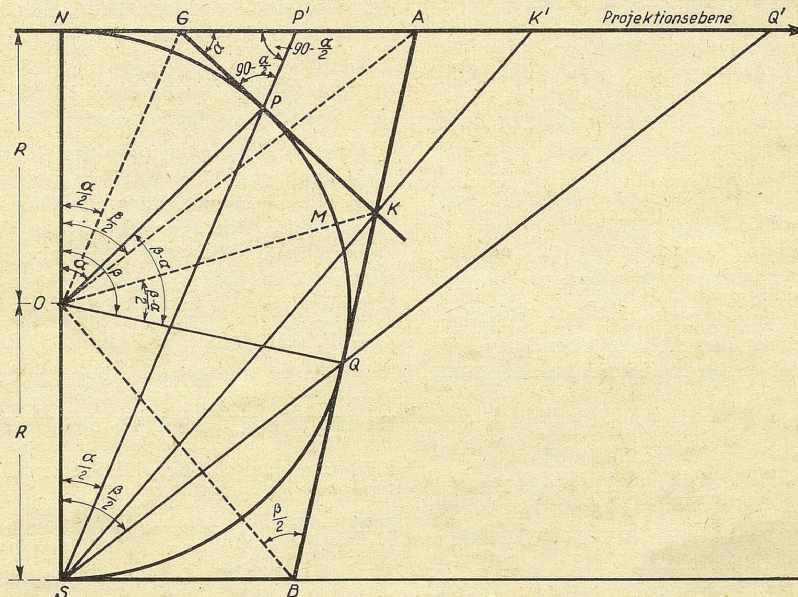


Abb. 34
Bestimmung von Radius und Mittelpunkt des Kreises, der sich als Abbild eines Kugelkreises bei der stereographischen Azimutalprojektion ergibt

auf einem Kreis in der Projektionsebene sind. Außerdem verlängern wir die Tangenten KP und KQ bis zum Schnitt mit der Projektionsebene und erhalten die Punkte G bzw. A . Schließlich verlängern wir die Tangenten KQ noch in entgegengesetzter Richtung und kommen so zu dem Punkt B , dem Schnittpunkt der Tangente mit der Ebene, die — parallel zu der Projektionsebene — die Kugel im Punkt S berührt. Bezeichnen wir nun noch die Polabstände der Punkte P und Q mit α bzw. β , so können wir in folgender Weise vorgehen:

Aus Winkelsumme im rechtwinkligen Dreieck SNP' folgt

$$\sphericalangle GPP' = 90 - \frac{\alpha}{2}.$$

Aus Winkelsumme im gleichschenkligen Dreieck SPO

folgt $\sphericalangle SPO = \frac{\alpha}{2}$,

mithin

$$\sphericalangle GPP' = 90 - \frac{\alpha}{2}.$$

Folglich ist das Dreieck $PP'G$ ein gleichschenkliges Dreieck (vgl. Abschn. A.2.3., 2. Abs.), d. h.

$$GP = GP'.$$

Da $NG = GP = R \cdot \tan \frac{\alpha}{2}$,

ist

$$GP' = R \cdot \tan \frac{\alpha}{2}. \quad [6]$$

Wie wir schon feststellten, ist $P'Q'$ der Durchmesser des Kreises auf der Projektionsebene. Aus der Abb. 34 ergibt sich

$$P'Q' = NQ' - NP'$$

und weiter

$$NP' = 2 R \cdot \tan \frac{\alpha}{2}, \quad NQ' = 2 R \cdot \tan \frac{\beta}{2}.$$

Mithin ist

$$P'Q' = 2R \left(\tan \frac{\beta}{2} - \tan \frac{\alpha}{2} \right). \quad [7]$$

Außerdem ist $P'A = NA - NP'$, und aus

$NP' = 2 R \cdot \tan \frac{\alpha}{2}$ und $NA = R \cdot \tan \frac{\beta}{2}$ folgt

$$P'A = R \tan \frac{\beta}{2} - 2 R \cdot \tan \frac{\alpha}{2}.$$

Da die Dreiecke AK'K und BSK ähnlich sind, gilt

$$\frac{AK'}{BS} = \frac{AK}{BK} = \frac{AQ - KQ}{BQ + KQ}.$$

Aus Dreieck OAQ folgt

$$AQ = R \cdot \tan \frac{\beta}{2}.$$

Aus Dreieck OQB folgt

$$BQ = \frac{R}{\tan \frac{\beta}{2}}.$$

Da BQ = BS, folgt auch

$$BS = \frac{R}{\tan \frac{\beta}{2}}.$$

Aus Dreieck OKQ folgt

$$KQ = R \cdot \tan \frac{\beta - \alpha}{2}.$$

[10], [11], [12] und [13] in [9] eingesetzt ergeben

$$\frac{\frac{AK'}{R}}{\tan \frac{\beta}{2}} = \frac{R \cdot \tan \frac{\beta}{2} - R \cdot \tan \frac{\beta - \alpha}{2}}{\frac{R}{\tan \frac{\beta}{2}} + R \cdot \tan \frac{\beta - \alpha}{2}}$$

oder

$$\frac{AK'}{R} = \frac{\tan \frac{\beta}{2} - \tan \frac{\beta - \alpha}{2}}{1 + \tan \frac{\beta}{2} \cdot \tan \frac{\beta - \alpha}{2}}.$$

Durch Auflösung der Tangensfunktion in den Quotienten sin/cos und Umformung der sich ergebenden Größen nach den Regeln der Trigonometrie kommt man schließlich zu

$$\frac{AK'}{R} = \frac{\sin \frac{\alpha}{2}}{\cos \frac{\alpha}{2}},$$

so daß folgt

$$AK' = R \cdot \tan \frac{\alpha}{2}.$$

[8] Aus $P'K' = P'A + AK'$ und den Gleichungen [8] und [14] folgt

$$P'K' = R \cdot \tan \frac{\beta}{2} - 2R \cdot \tan \frac{\alpha}{2} + R \cdot \tan \frac{\alpha}{2},$$

[9] d. h.

$$P'K' = R \left(\tan \frac{\beta}{2} - \tan \frac{\alpha}{2} \right). \quad [15]$$

[10] Ein Vergleich der Gleichungen [7] und [15] zeigt, daß

$$P'K' = \frac{1}{2} P'Q'.$$

[11] Mithin ist die Projektion der Spitze des Berührungskegels gleich dem Mittelpunkt des Kreises auf der Projektionsebene.

[12] Auch hier ist wieder der Fall zu untersuchen, daß die Projektionsebene nicht im Pol berührt, sondern die Erdkugel in irgendeinem Breitenkreis schneidet. Betrachten wir das von S ausgehende Strahlenbüschel SP' , SK' und SQ' , so bleibt bei einer Parallelverschiebung der Projektionsebene das durch die Winkel $P'SK'$ und $Q'SK'$ festgelegte Streckenverhältnis auf der Projektionsebene unverändert. Die Projektion der Kegelspitze bleibt in allen Fällen der Mittelpunkt des Kreises auf der Projektionsebene.

Schließlich erhebt sich noch die Frage, welcher Punkt auf der Erdoberfläche zum Mittelpunkt des Kreises auf der Projektionsebene wird.

Abb. 35 zeigt nochmals den Meridianschnitt durch die Erdkugel und den Berührungskegel mit den gleichen Bezeichnungen wie Abb. 34. Uns interessiert die geogr. Breite bzw. der Polabstand des Punktes C, in dem der Strahl SKK' die Erdoberfläche durchstößt. Wird der Winkel POC mit γ bezeichnet, so ist der gesuchte Polabstand $\alpha + \gamma$.

Es gilt dann

$$\tan \left(\frac{\alpha}{2} + \frac{\gamma}{2} \right) = \frac{NK'}{2R}.$$

Da $NK' = NP' + P'K'$, im Dreieck $NP'S$ aber $NP' = 2R \cdot \tan \frac{\alpha}{2}$ und nach Gleichung [15]

$$P'K' = R \cdot \left(\tan \frac{\beta}{2} - \tan \frac{\alpha}{2} \right), \text{ mithin also}$$

$$[14] \quad NK' = 2R \cdot \tan \frac{\alpha}{2} + R \left(\tan \frac{\beta}{2} - \tan \frac{\alpha}{2} \right) = R \left(\tan \frac{\beta}{2} + \tan \frac{\alpha}{2} \right),$$

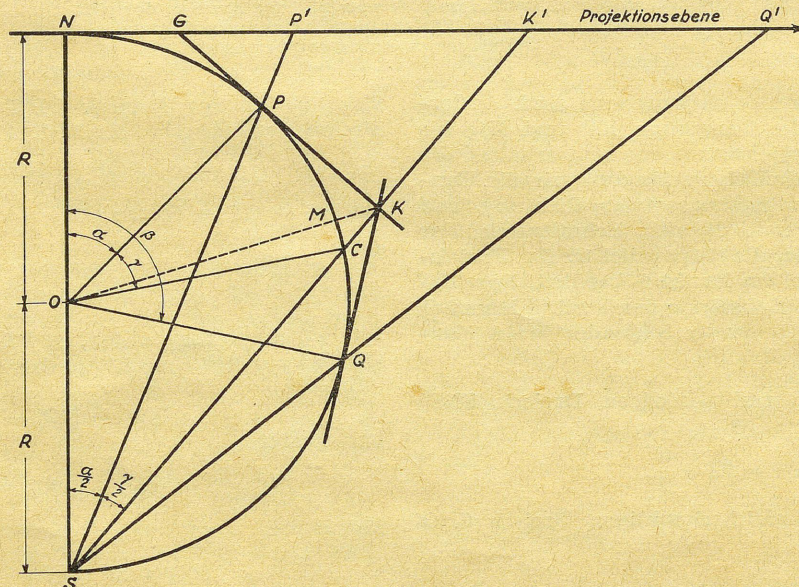


Abb. 35

Polabstand des Punktes, der bei der Abbildung eines Kugelkreises in stereographischer Azimutalprojektion zum Mittelpunkt des Kreises auf der Projektionsebene wird

folgt

$$\tan\left(\frac{\alpha}{2} + \frac{\gamma}{2}\right) = \frac{1}{2}\left(\tan\frac{\beta}{2} + \tan\frac{\alpha}{2}\right).$$

Durch Auflösung des Ausdrucks auf der linken Seite und Isolierung von $\tan\frac{\gamma}{2}$ kommt man zu

$$\tan\frac{\gamma}{2} = \frac{\tan\frac{\beta}{2} - \tan\frac{\alpha}{2}}{\tan\frac{\alpha}{2}\left(\tan\frac{\beta}{2} + \tan\frac{\alpha}{2}\right) + 2}$$

und

$$\gamma = 2 \cdot \arctan \frac{\tan\frac{\beta}{2} - \tan\frac{\alpha}{2}}{\tan\frac{\alpha}{2}\left(\tan\frac{\beta}{2} + \tan\frac{\alpha}{2}\right) + 2}.$$

Während der Mittelpunkt des Kreises auf der Kugeloberfläche den Polabstand

$$\text{NOM} = \frac{\alpha + \beta}{2}$$

hat, beträgt demnach der Polabstand des Punktes auf der Erdoberfläche, der zum Mittelpunkt des Kreises auf der Projektionsebene wird,

$$\text{NOC} = \alpha + 2 \cdot \arctan \frac{\tan\frac{\beta}{2} - \tan\frac{\alpha}{2}}{\tan\frac{\alpha}{2}\left(\tan\frac{\beta}{2} + \tan\frac{\alpha}{2}\right) + 2}.$$

[16]

Machen wir uns diese Gleichung an einem Beispiel klar. Für jeden Meridian als Großkreis auf der Kugel ist $\alpha = 0^\circ$ und $\beta = 180^\circ$. Setzen wir diese Werte in [16] ein, so erhalten wir als Polabstand des Punktes, der bei der Projektion zum Mittelpunkt wird $0^\circ + 2 \cdot \arctan \infty = 0^\circ + 2 \cdot 90^\circ = 180^\circ$. Der Mittelpunkt des auf der Projektionsebene abgebildeten Meridiankreises ist also der Südpol. Der Bildpunkt des Südpols liegt aber im Unendlichen, d. h. die Meridiane erscheinen als gerade Linien.

A.2.6. Konstruktion des Großkreises

Dem Großkreis kommt als der kürzesten Verbindung zwischen zwei Punkten auf der Kugeloberfläche (Orthodrome) besondere Bedeutung zu. Die Konstruktion eines solchen Großkreises läßt sich auf der stereographischen Azimutalprojektion mit einfachen Mitteln durchführen.

Wir machen dazu Gebrauch von zwei Lehrsätzen aus der Stereometrie und der ebenen Geometrie. Sie lauten:

- 1) Zwei Großkreise schneiden sich stets in entgegengesetzt liegenden Punkten, und
- 2) Schneiden sich drei Kreise paarweise in zwei Punkten, d. h. haben jeweils zwei Kreise eine gemeinsame Sekante, so schneiden sich die drei Sekanten in einem Punkt.

Außerdem erinnern wir uns der in Abschn. A.2.4. bewiesenen Tatsache, daß bei der stereographischen Azimutalprojektion alle Kreise auf der Kugel wieder als Kreise abgebildet werden.

In Abb. 36 sei der Kreis um den Punkt N die Projektion des Äquators. Gesucht wird der Großkreis durch die beiden Punkte P_1 und P_2 . Wir zeichnen zu diesem Zweck durch P_1 und P_2 einen beliebigen Kreis (Mittelpunkt Z_2), der den Äquator in den Punkten E_3 und E_4 schneidet. Die Verbindungslinie E_4E_3 ist dann die erste Sekante in Satz 2. Aber auch die Verbindung P_2P_1 ist eine solche Sekante, da die beiden Punkte zu dem Kreis

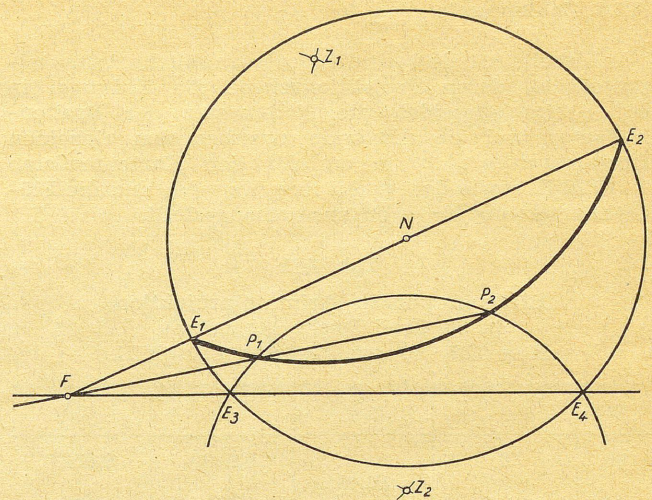


Abb. 36
Konstruktion des Großkreises durch zwei vorgegebene Punkte bei der stereographischen Azimutalprojektion

um Z_2 gehören, zugleich aber auch auf dem Kreis liegen sollen, der dem Großkreis in der Kartenprojektion entspricht. Die beiden Sekanten schneiden sich im Punkt F. Da nach Satz 1 sich zwei Großkreise in entgegengesetzt liegenden Punkten schneiden, d. h. in Punkten, die auf demselben Durchmesser liegen, muß die dritte Sekante durch den Mittelpunkt N gehen. Wir verbinden also F mit N und erhalten die Punkte E_1 und E_2 , die den Schnittpunkten des gesuchten Großkreises mit dem Äquator entsprechen. Durch E_1 , P_1 , P_2 und E_2 ist nun der Großkreis festgelegt und sein Mittelpunkt Z_1 ohne Schwierigkeiten zu bestimmen.

A.2.7. Flächenverzerrung

In Abschn. A.2.2. war der Verzerrungsfaktor in Richtung des Meridians V_M bzw. des Breitenkreises V_B definiert als das Verhältnis „Änderung des Abbildes zu Änderung des Urbildes“ bei unendlich kleiner Änderung der geogr. Breite bzw. der geogr. Länge. Wir wollen nun das Verzerrungsverhältnis betrachten, das sich bei der Abbildung von Flächen ergibt. Es ist analog zu dem Verzerrungsfaktor definiert als das Verhältnis „Änderung des Abbildes zu Änderung des Urbildes“ bei gleichzeitiger, unendlich kleiner Änderung der geogr. Breite und der geogr. Länge.

Ausgangspunkt ist jetzt ein sehr kleiner Kreis auf der Erdoberfläche mit dem Radius a . Der Flächeninhalt dieses Kreises ist $\pi \cdot a^2$. Wird der Radius um das unendlich kleine Stück „da“ geändert, so wird der Flächeninhalt $\pi \cdot (a + da)^2$. Die Änderung des Urbildes ist demnach

$$\pi \cdot [(a + da)^2 - a^2]$$

Bei der Projektion wird der Radius, der in Richtung des Meridians weist, in der Größe $a \cdot V_M$ und der in Richtung des Breitenkreises als $a \cdot V_B$ abgebildet. Die ursprüngliche kleine Kreisfläche erscheint auf der Projektionsfläche also in der Größe $\pi \cdot a^2 \cdot V_M \cdot V_B$. Das Abbild des Kreises mit dem Radius $(a + da)$ wird in gleicher Weise $\pi \cdot (a + da)^2 \cdot V_M \cdot V_B$. Die Änderung des Abbildes ist somit

$$\pi \cdot [(a + da)^2 - a^2] \cdot V_M \cdot V_B$$

Daraus ergibt sich als Flächenverzerrung

$$V_F = \frac{\pi \cdot [(a + da)^2 - a^2] \cdot V_M \cdot V_B}{\pi \cdot [(a + da)^2 - a^2]}$$

oder

$$V_F = V_M \cdot V_B$$

A.2.8. Zahlenwerte

In Tabelle A 1 sind für die stereographische Azimutalprojektion, deren Projektionsebene die Erdoberfläche in 60° Breite schneidet, die Halbmesser der Breitenkreise ϱ' und die Abstände zwischen den einzelnen Breitenkreisen $\Delta \varrho'$ in cm für den Kartenmaßstab 1 : 10 Mill. sowie der Modul $m = V_M = V_B$ und die Flächenverzerrung $V_F = m^2$ zusammengestellt.

Tab. A 1
Stereographische Azimutalprojektion
in 60 Grad Breite längentreu
 $R = 6,37 \cdot 10^8$ cm, Maßstab 1 : 10 Mill.

φ	ϱ'	$\Delta \varrho'$	m	m^2
90	0		0,9330	0,8527
80	10,40	10,40	0,9402	0,8839
70	20,96	10,56	0,9620	0,9255
60	31,85	10,89	1,0000	1,0000
50	43,27	11,42	1,0567	1,1165
40	55,43	12,16	1,1359	1,2902
30	68,63	13,20	1,2440	1,5476
20	83,24	14,61	1,3905	1,9335
10	99,74	16,50	1,5900	2,5281
0	118,87	19,13	1,8660	3,4821

A.3. Winkeltreue Kegelprojektion (Lamberts konforme Kegelprojektion) mit zwei längentreuen Breitenkreisen

A.3.1. Allgemeine Abbildungsgleichungen

Bei der Projektion der Erdoberfläche auf einen Kegel liegt das Projektionszentrum stets im Kugelmittelpunkt (Abb. 37a). Beim polständigen Entwurf erscheinen die Meridiane ebenso wie bei der Azimutalprojektion als gerade Linien, die sich in einem Punkt schneiden. Hinsichtlich der Winkel zwischen den Meridianen gilt aber folgendes:

Die Gesamtheit der Meridiane beschreibt auf der Kugel am Pol einen Winkel von 360°. Werden diese Meridiane auf den Kegelmantel projiziert und dieser dann in die Ebene abgewickelt, wobei er die Form eines Kreissektors annimmt (Abb. 37b), so umschließt die Gesamtheit der Meridiane jetzt einen Winkel von weniger als 360°, d. h. von $n \cdot 360^\circ$, wenn n eine Zahl kleiner als 1 ist. Bezeichnen wir allgemein den Winkel zwischen zwei beliebigen Meridianen auf der Erdoberfläche mit λ und den Winkel zwischen denselben Meridianen auf dem abgewickelten Kegelmantel mit λ' , so ergibt sich analog als erste Abbildungsgleichung

$$\lambda' = n \cdot \lambda \quad [17]$$

Wir betrachten nun die Projektion auf einen Kegelmantel, der die Kugel in zwei Breitenkreisen mit den Polabständen α_1 und α_2 schneidet (Abb. 38a) und bestimmen für diesen Fall den Faktor n .

Der Radius eines Breitenkreises mit dem Polabstand α ist $\varrho = R \cdot \sin \alpha$. Dem Winkel λ , der von zwei belie-

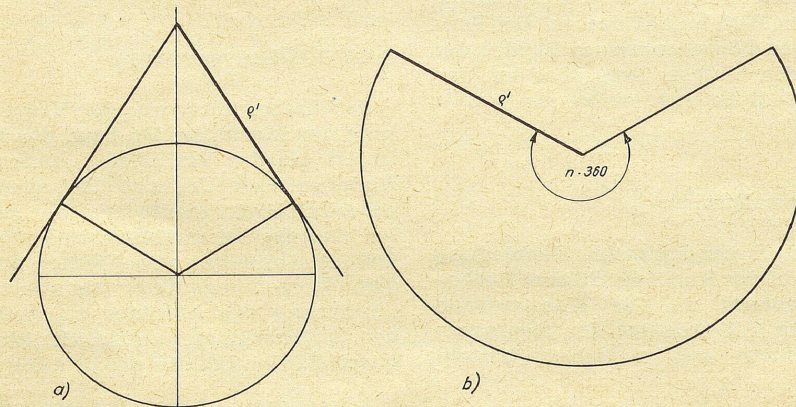


Abb. 37
Kegelprojektion

bigen Meridianen eingeschlossen wird, entspricht auf diesem Breitenkreis somit ein Bogen von der Länge (Urbild)

$$b = \lambda \cdot \varrho = \lambda \cdot R \cdot \sin \alpha \quad (\lambda \text{ im Bogenmaß}). \quad [18]$$

Der Abstand des auf der Kegelfläche abgebildeten Breitenkreises von der Kegelspitze sei ϱ' . Er ist abhängig von dem Polabstand α des Breitenkreises, so daß wir schreiben wollen

$$\varrho' = f(\alpha).$$

Wird der Kegelmantel in die Ebene abgewickelt, so erscheint der Breitenkreis als Kreisbogen mit dem Radius ϱ' (Abb. 38b). Der Winkel zwischen den beiden ausgewählten Meridianen ist nach Gleichung [17] $\lambda' = n \cdot \lambda$. Dem ursprünglichen Bogen b entspricht auf der Projektionsfläche somit ein Bogen mit der Länge (Abbild)

$$b' = \lambda' \cdot \varrho' = n \cdot \lambda \cdot f(\alpha). \quad [19]$$

Weiterhin ist das zum Polabstand α gehörende Meridianstück auf der Kugel (Urbild)

$$a = R \cdot \alpha \quad (\alpha \text{ im Bogenmaß}). \quad [20]$$

Dieses Meridianstück erscheint in der Projektion (Abbild) als

$$\varrho' = f(\alpha). \quad [21]$$

Die Gleichungen [17] bis [21] gelten für Kegelprojektionen ganz allgemein. Eine Besonderheit des von uns untersuchten Entwurfs soll nun sein, daß er winkeltreu ist.

Im Abschn. A.2.3. hatten wir festgestellt, daß eine Kartenprojektion winkeltreu ist, wenn an jedem Punkt der Verzerrungsfaktor in Richtung des Breitenkreises V_B und der in Richtung des Meridians V_M gleich sind. Wir berechnen also diese beiden Größen unter Beachtung der Definition für den Verzerrungsfaktor, wie sie im

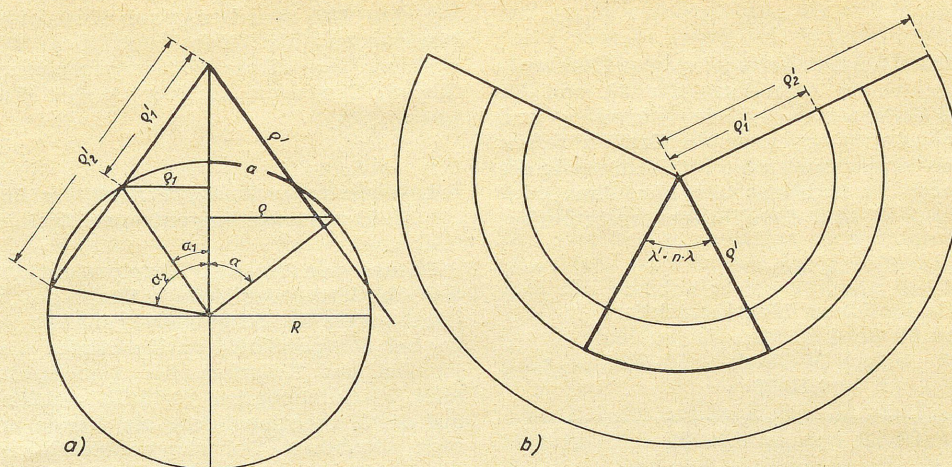


Abb. 38
Zur Ableitung der Abbildungsgesetze für Lamberts konforme Kegelprojektion mit zwei längentreuen Breitenkreisen

ersten Absatz des Abschnitts A.2.2. gegeben wurde, und erhalten aus den Gleichungen [18] und [19]

$$V_B = \frac{\frac{db'}{d\lambda}}{\frac{db}{d\lambda}} = \frac{\frac{d}{d\lambda} n \cdot \lambda \cdot f(\alpha)}{\frac{d}{d\lambda} \lambda \cdot R \cdot \sin \alpha} = \frac{n \cdot f(\alpha)}{R \cdot \sin \alpha} \quad [22]$$

und aus den Gleichungen [20] und [21]

$$V_M = \frac{\frac{d}{d\alpha} f(\alpha)}{\frac{d}{d\alpha} R \cdot \alpha} = \frac{1}{R} \cdot \frac{d}{d\alpha} f(\alpha). \quad [23]$$

Diese beiden Ausdrücke setzen wir gleich und kommen zu der Gleichung

$$\frac{n \cdot f(\alpha)}{R \cdot \sin \alpha} = \frac{1}{R} \cdot \frac{d}{d\alpha} f(\alpha)$$

oder auch

$$\frac{d f(\alpha)}{f(\alpha)} = n \cdot \frac{d \alpha}{\sin \alpha}.$$

Die Lösung dieser Differentialgleichung liefert bereits die zweite Abbildungsgleichung in allgemeiner Form

$$f(\alpha) = c \cdot \tan^n \left(\frac{\alpha}{2} \right), \quad [24]$$

wobei n und c zunächst noch unbekannte Konstanten sind.

A.3.2. Radius des projizierten Breitenkreises

Um die Konstanten n und c in den Abbildungsgleichungen [17] und [24] zu bestimmen, machen wir Gebrauch von der Forderung, daß die Projektion auf den Kegelmantel bei den Polabständen α_1 und α_2 längentreu sein soll, d. h. daß der Kegel die Kugel in den entsprechenden Breitenkreisen durchsetzt. Längentreue bedeutet aber, daß der Verzerrungsfaktor in Richtung der Breitenkreise mit den Polabständen α_1 und α_2 gleich 1 wird. Es muß daher gelten

$$V_{B\alpha_1} = V_{B\alpha_2} = 1 \quad [25]$$

Aus der Gleichung

$$V_{B\alpha_1} = V_{B\alpha_2}$$

folgt

$$\frac{n \cdot f(\alpha_1)}{R \cdot \sin \alpha_1} = \frac{n \cdot f(\alpha_2)}{R \cdot \sin \alpha_2}.$$

Führen wir die Werte für $f(\alpha_1)$ und $f(\alpha_2)$ nach Gleichung [24] ein, so wird

$$\frac{n \cdot c \cdot \tan^n \left(\frac{\alpha_1}{2} \right)}{R \cdot \sin \alpha_1} = \frac{n \cdot c \cdot \tan^n \left(\frac{\alpha_2}{2} \right)}{R \cdot \sin \alpha_2}$$

oder

$$\left(\frac{\tan \frac{\alpha_1}{2}}{\tan \frac{\alpha_2}{2}} \right)^n = \frac{\sin \alpha_1}{\sin \alpha_2}.$$

Mithin wird

$$n = \frac{\lg \sin \alpha_1 - \lg \sin \alpha_2}{\lg \tan \frac{\alpha_1}{2} - \lg \tan \frac{\alpha_2}{2}}. \quad [26]$$

Auch der Faktor c ergibt sich auf Grund der Beziehung [25], wobei es jetzt genügt, die Aussage

$$V_{B\alpha_1} = 1$$

zu betrachten.

Danach muß gelten

$$\frac{n \cdot f(\alpha_1)}{R \cdot \sin \alpha_1} = \frac{n \cdot c \cdot \tan^n \left(\frac{\alpha_1}{2} \right)}{R \cdot \sin \alpha_1} = 1,$$

und es folgt

$$c = \frac{R}{n} \cdot \frac{\sin \alpha_1}{\tan^n \left(\frac{\alpha_1}{2} \right)}.$$

Für den Radius des Kreisbogens, der das Bild eines Breitenkreises auf dem abgewinkelten Kegelmantel ist, erhalten wir somit die folgende zweite Abbildungsgleichung

$$\rho' = \frac{R}{n} \cdot \frac{\sin \alpha_1}{\tan^n \left(\frac{\alpha_1}{2} \right)} \cdot \tan^n \left(\frac{\alpha}{2} \right) \quad [27]$$

A.3.3. Verzerrungsverhältnisse

Ersetzen wir in den allgemeinen Gleichungen für den Verzerrungsfaktor in Richtung des Breitenkreises [22] oder in Richtung des Meridians [23] die Funktion $f(\alpha) = \rho'$ durch die soeben abgeleitete Gleichung [27], so erhalten wir sofort

$$V_M = V_B = \frac{\sin \alpha_1}{\tan^n \left(\frac{\alpha_1}{2} \right)} \cdot \frac{\tan^n \left(\frac{\alpha}{2} \right)}{\sin \alpha}$$

und für die Flächenverzerrung V_F , da nach Abschn. A.2.7. $V_F = V_M \cdot V_B$,

$$V_F = \left[\frac{\sin \alpha_1}{\tan^n \left(\frac{\alpha_1}{2} \right)} \cdot \frac{\tan^n \left(\frac{\alpha}{2} \right)}{\sin \alpha} \right]^2.$$

A.3.4. Zahlenwerte

Tabelle A 2 enthält für Lamberts konforme Kegelprojektion mit längentreuer Abbildung des 30. und 60. Breitengrades die Halbmesser der Breitenkreise ϱ' und die Abstände zwischen den einzelnen Breitenkreisen $\Delta \varrho'$ in cm für den Kartenmaßstab 1 : 10 Mill. sowie die Verzerrungsfaktoren in Richtung des Meridians oder Breitenkreises $V_M = V_B$ und die Flächenverzerrung V_F .

Tab. A 2

Lamberts konforme Kegelprojektion
in 30 und 60 Grad Breiten längentreu
 $R = 6,37 \cdot 10^8$ cm, Maßstab 1 : 10 Mill.
 $n = 0,71555$

φ	ϱ'	$\Delta \varrho'$	$V_M = V_B$	V_F
90	0	19,98	—	—
80	19,98	13,03	1,2921	1,6695
70	33,01	11,50	1,0841	1,1753
60	44,51	10,91	1,0000	1,0000
50	55,42	10,75	0,9685	0,9379
40	66,17	10,93	0,9703	0,9415
30	77,10	11,41	1,0000	1,0000
20	88,51	12,23	1,0580	1,1194
10	100,74	13,48	1,1491	1,3205
0	114,22		1,2830	1,6461

Die Kartenprojektion scheint die Forderung nach Winkeltreue unmittelbar am Pol nicht zu erfüllen, da nach Gleichung [17] zusammen mit obigem n ein Win-

kel von 10° zwischen zwei Kugelmeridianen in der Kartenebene als Winkel von $7^\circ 9' 20''$ erscheint. Die Untersuchung dieses Widerspruchs würde hier zu weit führen. Genauereres darüber ist bei Maurer (A 1) zu finden.

A.4. Winkeltreue Zylinderprojektion (Mercatorprojektion) mit zwei längentreuen Breitenkreisen

Ebenso wie bei den Kegelprojektionen ist auch bei der Abbildung der Erdoberfläche auf einem Zylindermantel stets der Kugelmittelpunkt Projektionszentrum. Da bei den polständigen Entwürfen die Zylinderfläche parallel zur Erdachse, der gemeinsamen Schnitlinie aller Meridianebenen verläuft, werden die Meridiane auf der Projektionsfläche als gerade und parallele Linien abgebildet. Der abgewinkelte Zylindermantel hat die Form eines Rechtecks. Auch die Breitenkreise erscheinen daher als gerade und parallele Linien, die die Meridiane rechtwinklig schneiden und alle die gleiche Länge haben. Der Pol wird ebenfalls zu einer solchen Linie verzerrt, und sein Bild rückt in unendliche Ferne. Das bedeutet, daß die Abbildung in den Polen unstetig wird.

A.4.1. Allgemeine Abbildungsgleichungen

Wir betrachten nun die Abbildung auf einem Zylinder, der die Kugel in zwei Parallelkreisen mit der geogr. Breite φ_1 Grad Nord und φ_1 Grad Süd durchsetzt (Abb. 39a) und wollen die für diese Kartenprojektion geltenden Abbildungsgleichungen bestimmen. Dabei werden etwas andere Überlegungen notwendig als bei der Betrachtung der Kegel- und Azimutalprojektionen. Während nämlich dort der Bildpunkt des Pols als Bezugspunkt diente, ist das jetzt nicht möglich, da — wie schon gesagt — im vorliegenden Fall der Pol in unendlich großer Entfernung abgebildet

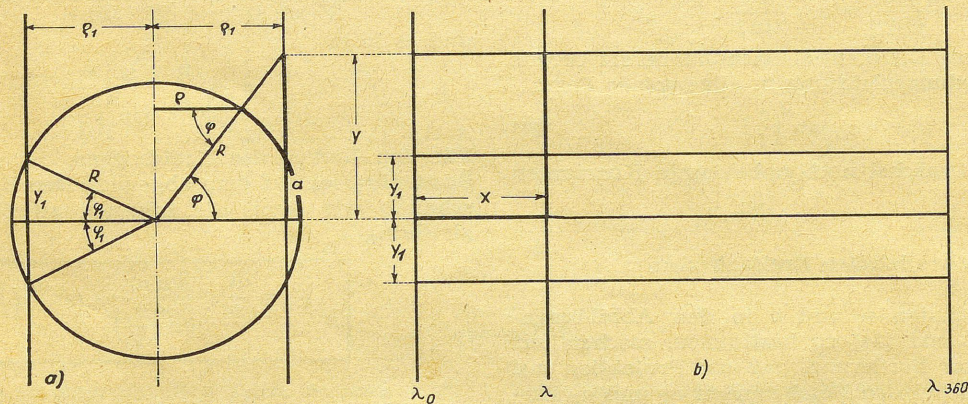


Abb. 39
Zur Ableitung der Abbildungsgesetze für die Mercatorprojektion mit zwei längentreuen Breitenkreisen

wird. Wir entwickeln daher die Abbildungsgleichungen für ein rechtwinkliges Koordinatensystem, in dem das Bild des Äquators der X-Achse und das Bild eines ausgewählten Meridians λ_0 der Y-Achse entsprechen soll (Abb. 39b).

Der Radius des Parallelkreises in der Breite φ ist $\varrho = R \cdot \cos \varphi$. Dem Winkel λ zwischen dem Meridian λ_0 und einem beliebigen anderen Kugelmeridian entspricht somit auf dem Breitenkreis ein Bogen von der Länge (Urbild)

$$b = \lambda \cdot \varrho = \lambda \cdot R \cdot \cos \varphi \quad (\lambda \text{ im Bogenmaß}). \quad [28]$$

Der Radius des Zylinders, der die Kugel in der Breite φ_1 schneidet, ist $\varrho_1 = R \cdot \cos \varphi_1$. Dem Winkel λ zwischen

den beiden Meridianen entspricht somit auf dem Zylinder ein Bogen von der Länge (Abbild)

$$b' = \lambda \cdot \varrho_1 = \lambda \cdot R \cdot \cos \varphi_1.$$

b' geht aber bei der Abwicklung des Zylindermantels in die Strecke x über (Abb. 39b), so daß wir als erste Abbildungsgleichung erhalten

$$x = \lambda \cdot R \cdot \cos \varphi_1 \quad [29]$$

Weiter hat das Meridianstück zwischen Äquator und dem Parallelkreis in der Breite φ auf der Kugel die Länge (Urbild)

$$a = R \cdot \varphi \quad (\varphi \text{ im Bogenmaß}). \quad [30]$$

Wird dieses Meridianstück auf die Zylinderfläche projiziert, so ergibt sich eine Gerade, deren Länge (Abbild) wir mit y bezeichnen. Sie ist abhängig von der Breite φ , so daß wir schreiben können

$$y = f(\varphi). \quad [31]$$

Um diese Funktion $f(\varphi)$ zu bestimmen, benutzen wir wieder die Forderung, daß die Kartenprojektion winkeltreu sein soll. Wie früher gezeigt wurde, ist ein Kartenentwurf winkeltreu, wenn der Verzerrungsfaktor in Richtung des Meridians V_M gleich ist dem Verzerrungsfaktor in Richtung des Breitenkreises V_B . Nach der Definition für den Verzerrungsfaktor (Abschn. A.2.2.) wird auf Grund der Gleichungen [28] und [29]

$$V_B = \frac{\frac{d}{d\lambda} \lambda \cdot R \cdot \cos \varphi_1}{\frac{d}{d\lambda} \lambda \cdot R \cdot \cos \varphi} = \frac{\cos \varphi_1}{\cos \varphi},$$

und aus den Gleichungen [30] und [31] folgt

$$V_M = \frac{\frac{d}{d\varphi} f(\varphi)}{\frac{d}{d\varphi} R \cdot \varphi} = \frac{1}{R} \cdot \frac{d}{d\varphi} f(\varphi).$$

Diese beiden Ausdrücke sollen einander gleich sein, so daß wir erhalten

$$\frac{\cos \varphi_1}{\cos \varphi} = \frac{1}{R} \cdot \frac{d}{d\varphi} f(\varphi)$$

oder

$$d f(\varphi) = R \cdot \cos \varphi_1 \cdot \frac{1}{\cos \varphi} \cdot d \varphi.$$

Die Lösung dieser Differentialgleichung lautet

$$f(\varphi) = R \cdot \cos \varphi_1 \cdot \ln \tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2} \right) + c.$$

Die hier auftretende Konstante c ist leicht zu bestimmen, wenn wir bedenken, daß $f(\varphi)$ den Abstand y zwischen dem Bild des Äquators und dem des Breitenkreises darstellt. Für $\varphi = 0$, also den Äquator selbst, muß demnach $f(\varphi) = 0$ sein, so daß gelten muß

$$R \cdot \cos \varphi_1 \cdot \ln \tan \left(\frac{\pi}{4} + 0 \right) + c = 0$$

und, da $\tan \frac{\pi}{4} = 1$ und $\ln 1 = 0$, folgt $c = 0$. Wird nun noch der natürliche Logarithmus durch den dekadischen ersetzt, so erhalten wir als zweite Abbildungsgleichung

$$y = R \cdot \cos \varphi_1 \cdot 2,3026 \cdot \lg \tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2} \right) \quad [32]$$

A.4.2. Loxodrome

Neben dem Großkreis, der die kürzeste Verbindung zwischen zwei Punkten auf der Kugel (Orthodrome) darstellt, spielt bei der Navigation die Loxodrome oder Kurslinie eine besondere Rolle. Es ist dies die Kurve

auf der Kugeloberfläche, die alle Meridiane unter gleichem Winkel schneidet. Während sie auf der Kugel eine Spirale ist, die sich in unendlich vielen Windungen um den Pol legt, läßt sie sich auf der winkeltreuen Zylinderprojektion sehr leicht konstruieren. Bei dieser Projektion werden, wie wir sahen, alle Meridiane als parallele, gerade Linien abgebildet. Die Kurve, die alle diese Linien unter demselben Winkel schneidet, kann selbstverständlich auch wieder nur eine Gerade sein. Die Loxodrome zwischen zwei Punkten auf der Erdoberfläche ist demnach in der Mercatorprojektion einfach die geradlinige Verbindung der beiden Punkte.

A.4.3. Zahlenwerte

In Tabelle A 3 sind für die Mercatorprojektion mit längentreuer Abbildung der Breitenkreise 22,5 Grad Nord und Süd die Abstände der Breitenkreise vom Äquator y und die Abstände zwischen den einzelnen Breitenkreisen Δy in cm für den Kartenmaßstab 1 : 10 Mill. sowie die Verzerrungsfaktoren in Richtung des Meridians oder Breitenkreises $V_M = V_B$ und die Flächenverzerrung V_F zusammengestellt.

Tab. A 3

Mercatorprojektion
in 22,5 Grad Breite längentreu
 $R = 6,37 \cdot 10^8$ cm, Maßstab 1 : 10 Mill.

φ	y	Δy	$V_M = V_B$	V_F
90	∞	∞	∞	∞
80	102,13	41,25	5,3205	28,3073
70	143,38	24,62	1,8478	7,2970
60	77,51	18,03	2,7013	3,4143
50	59,48	14,58	1,4373	2,0659
40	44,90	12,57	1,2061	1,4546
30	32,33	11,36	1,0668	1,1381
20	20,97	10,65	0,9832	0,9666
10	10,32	10,32	0,9381	0,8801
0	0		0,9239	0,8536

Literatur

- (A1) Maurer, Hans: Kann die Winkeltreue in Einzelpunkten winkeltreuer Karten fehlen? Ann. Hydrogr. 47 (1919) S. 212 — 223.
- (A2) Wagner, Karlheinz: Kartographische Netzentwürfe. Leipzig 1949.

